Zur Petrographie des Stubensandsteins

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
der
Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität
zu Tübingen

1962

vorgelegt von

Diplomingenieur Dietrich Heling
aus Braunsberg

1962

7423

Zur Petrographie des Stubensandsteins

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
der
Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität
zu Tübingen

vorgelegt von

Diplomingenieur Dietrich Heling
aus Braunsberg

1963

R. M.N.V.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Tag der mündlichen Prüfung: 6. 12. 1962

Dekan: Prof. Dr. K. G. Grell

1. Berichterstatter: Prof. Dr. W. v. Engelhardt

2. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Schönenberg

Inhaltsübersicht

Seite

EINLEITUNG..... 3

Petrographische Untersuchungen an einem Stubensandsteinprofil östlich Stuttgart..... 4

A.) Das untersuchte Profil..... 4

B.) Mineralbestand und Mineralverteilung..... 6

1.) Leichtmineralien..... 6

a.) Hauptbestandteile der Sandsteine. 6

Quarz..... 6

Feldspat..... 7

Glimmer..... 11

b.) Carbonatische Bestandteile..... 11

Porenzement..... 11

Carbonatische Gerölle und Konkretionen..... 12

Biogene? Ausfällungen..... 13

Verteilung des Carbonats..... 15

c.) Gips..... 16

d.) Tonmineralanteil der Sandsteine und Tonlagen..... 16

2.) Schwermineralien..... 21

C.) Korngrößenverteilung und gesteinsphysikalische Untersuchungen..... 26

1.) Korngrößenverteilung..... 26

2.) Porosität und Durchlässigkeit..... 28

D.) Primärer Mineralbestand und primäre Gefügemerkmale..... 32

E.) Bildungsbedingungen..... 34

F.) Diagenese..... 36

1.) Diagenetische Veränderungen an den Hauptbestandteilen der Sandsteine mit kaolinitischem und quarzitischem Bindemittel..... 36

Seite

2.) Diagenetische Veränderungen an den Hauptbestandteilen der Sande mit carbonatischem Bindemittel..... 38

3.) Diagenetische Veränderungen des Tonmineralanteils in Tonen und Sanden..... 43

4.) Zeitlich-räumliche Beziehungen zwischen den diagenetischen Prozessen... 44

ZUSAMMENFASSUNG..... 47

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit wurde im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Tübingen im Rahmen eines größeren Programmes zur petrographischen Untersuchung der Keupersedimente Südwestdeutschlands durchgeführt. Die Aufgabe der Arbeit war die petrographische Untersuchung des Stubensandsteins, um zu Aussagen über die Bildung und diagenetische Veränderung dieses für den geologischen Aufbau Südwestdeutschlands wichtigen Sedimentgesteins zu gelangen. Die Untersuchungen sind im wesentlichen an ein einziges Profil gebunden. Daher blieben regional-geologische Gesichtspunkte unberücksichtigt. Stratigraphie, Paläogeographie und regionale Ausbildung des Stubensandsteins wurden von LANG (1911) und VOLLRATH (1928) aufgrund von Beobachtungen an Tagesaufschlüssen beschrieben. Lediglich der Schwermineralinhalt war in neuerer Zeit Gegenstand eingehender Untersuchungen von EICHLER und HILLER (1959). Eine Überarbeitung der Petrographie des Stubensandsteins mit neueren Methoden erschien daher wichtig.

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN EINEM STUBENSANDSTEIN-PROFIL ÖSTLICH STUTTGART.

A.) D a s u n t e r s u c h t e P r o f i l.

Der Stubensandstein ist die 4. Stufe des mittleren Keupers. Der Keuper wird in Süddeutschland wie folgt gegliedert:

Oberer Keuper	Rhät	ko
	Knollenmergel	km_5
	Stubensandstein	km_4
Mittlerer Keuper	Bunte Mergel	km_3
	Schilfsandstein	km_2
	Gipskeuper	km_1
	Obere Lettenkohle	ku_3
Unterer Keuper	Mittlere Lettenkohle	ku_2
	Untere Lettenkohle	ku_1

Die Keupersedimente entstanden bei der Abtragung der Böhmischen Masse und der Vindelizischen Schwelle, den Umrahmungen des Germanischen Trias-Beckens im Osten und Südosten. Beim Stubensandstein handelt es sich um feldspatreiche Sande und Arkosen, in die bis zu 10 m mächtige Ton- und Mergelserien eingeschaltet sind. Die Entstehung dieser Sedimente wird aufgrund der Arbeiten von LANG (1911) und VOLLRATH (1928) durch Ablagerungen mäandrierender Flüsse, die das flache Vorland des Vindelizischen Rückens mit großen Schwemmfächern überspannten, gedeutet. In abflußlosen Seen kam es bei aridem Klima zu Eindampfungsausscheidungen. Schichtfluten als Folge von Sturzregen lieferten grobklastische Schutteinlagerungen.

Das untersuchte Profil liegt 25 km östlich von Stuttgart bei Plochingen im Lützelbachtal (Abb. 1). Dort wurden

im Rahmen der Voruntersuchungen zu einem Wasserspeicherprojekt mehrere lückenlos gekernte Flachbohrungen niedergebracht. Das aus Tiefen unterhalb des Grundwasserspiegels stammende Bohrkernmaterial hat gegenüber Oberflächenproben den Vorteil, von der Verwitterung unbeeinflußt zu sein.

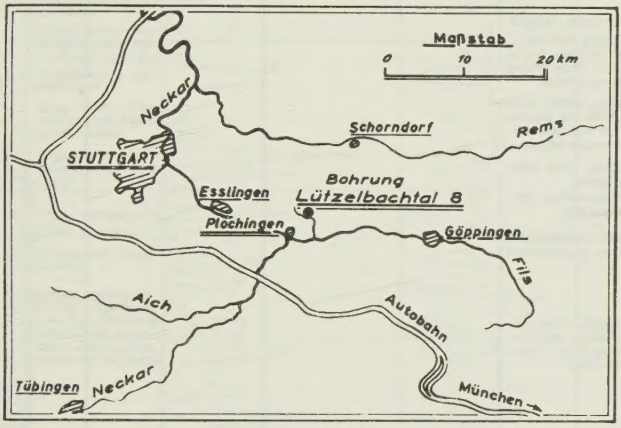

Abb. 1
Geographische Lage der Bohrung Lützelbachtal 8

Für die Untersuchungen standen die Bohrkerne der Bohrung Lützelbachtal 8 zur Verfügung. In dieser Bohrung steht der Stubensandstein nach der Bearbeitung durch Herrn Professor Dr. M. FRANK vom Geologischen Landesamt in Stuttgart von etwa 8,5 m bis etwa 90 m unter Tagesoberfläche an, bei völlig söhliger Lagerung also in einer Mächtigkeit von 80 - 85 m. Eine petrographische Kernbeschreibung enthält die Abb. 2. Ein Teil der untersuchten Proben wurde dem Kernmaterial der Bohrung Lützelbachtal 7 entnommen, die 400 m nördlich der Bohrung 8 steht und in der der Stubensandstein von 73 bis 115 m unter Tagesoberfläche erschlossen ist, jedoch seine Liegendgrenze mit der Endteufe nicht erreicht wurde. Außerdem standen Stubensandsteinproben aus den Bohrungen Albershausen 1 (10 km W Kirchheim/Teck) aus 170 m und Dingelsdorf 1 (10 km N Konstanz) aus 1710 m Tiefe zur Verfügung.

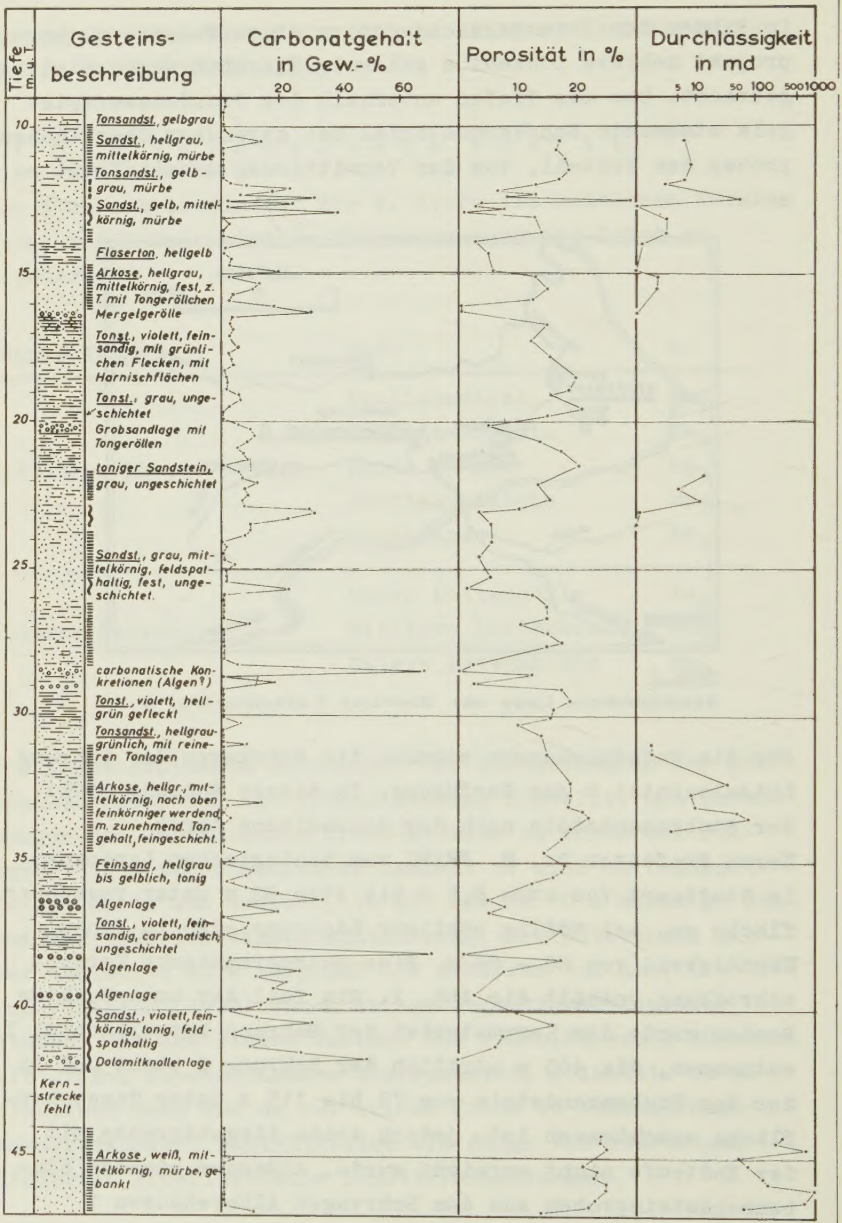

Abb. 2

Kernbeschreibung, Carbonatgehalt und gesteinsphysikalische Daten der Bohrung Lützelbachtal 8 (Blatt 1)

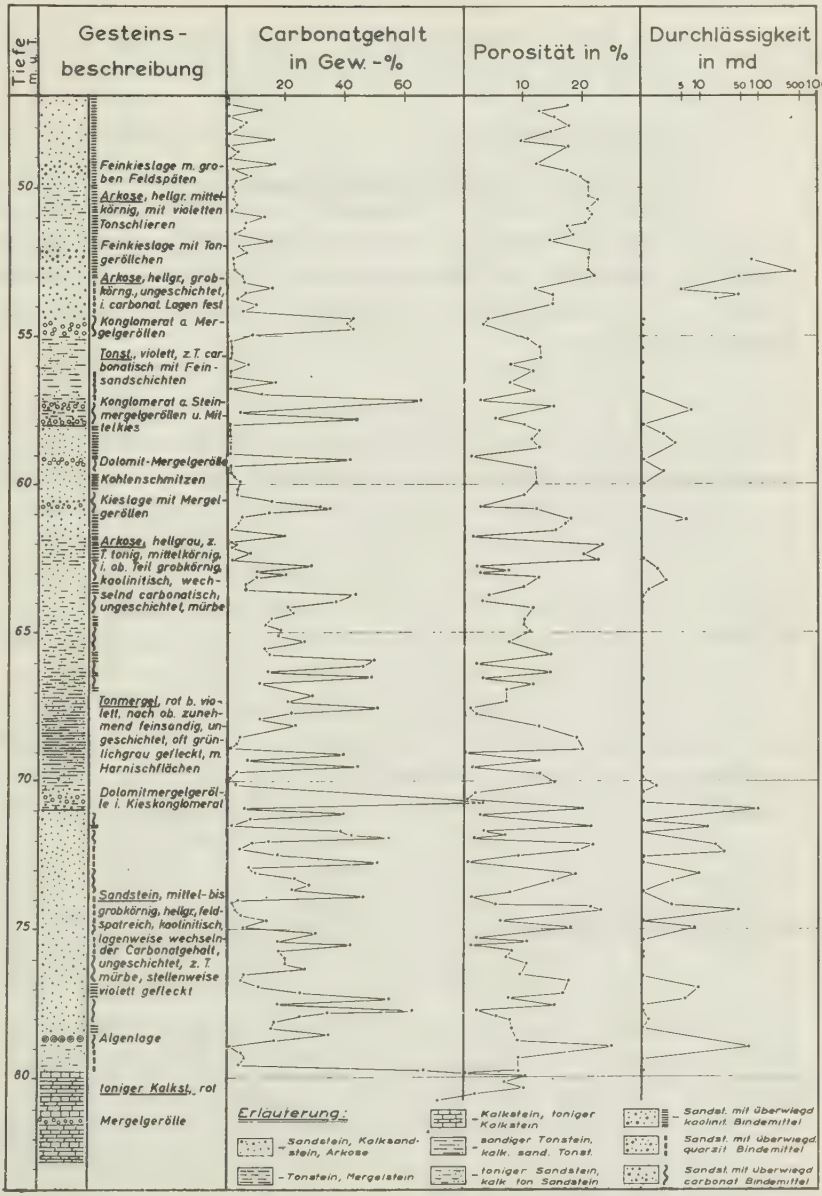

Abb. 2

Kernbeschreibung, Carbonatgehalt und gesteinsphysikalische Daten der Bohrung Lützelbachtal 8 (Blatt 2)

B.) Mineralbestand und Mineralverteilung.

1.) Leichtmineralien

a.) Hauptbestandteile der Sandsteine

Die Sande des Stubensandsteins bestehen in Hauptsache aus Quarz und Feldspat. Der Mineralbestand wurde an Dünnschliffen und an Körnerpräparaten mit Hilfe der Lichtbrechungsmethode bestimmt.

Der Quarz ist im allgemeinen klar und einschlußfrei. In einem geringen Teil der Quarzkörner wurden flüssigkeits- oder gasgefüllte Blaseneinschlüsse beobachtet, vereinzelte Körner schließen Rutil, Zirkon oder Turmalin ein. Etwa 20 % der Quarze zeigen undulöse Auslöschung.

Außerordentlich verbreitet sind diagenetische Veränderungen der Quarzkörner. Entweder sind sie weitergewachsen und zeigen die bekannten Anwachssäume aus klarer Quarzsubstanz mit der gleichen Orientierung wie das Mutterkorn, oder sie sind durch calcitischen Porenzement korrodiert und haben dann stark zerklüftete Umrisse erhalten. Die Oberfläche der Körner ist in diesem Falle mit Ätzgrübchen bedeckt. In carbonatreichen Horizonten sind die Quarzkörner mit einem Belag von Eisenoxyd-Schuppen überzogen. Häufig beobachtet man Quarzaggregate, die aus vielen Körnern verschiedener Orientierung bestehen. Die Einzelindividuen sind stark ineinander verzahnt. Die Grenzen der Einzelkörner wandern beim Drehen des Objekttisches zwischen gekreuzten Nicols. Diese Aggregate sind stets Porenraumfüllungen. Einige der beobachteten Exemplare hatten gut gerundete Formen und waren um ein Vielfaches größer als die benachbarten Körner. Es könnte sich hierbei evtl. um Ausfüllungen herausgelöster Tongallen handeln.

Die diagenetisch weitergewachsenen Quarzkörner wurden nach der von FÜCHTBAUER (1961) angegebenen Weise unter dem Mikroskop in 2 Gruppen ausgezählt:

1. Überwiegend weitergewachsene Körner und
2. kaum oder nicht weitergewachsene Körner.

Der prozentuale Anteil der weitergewachsenen Körner bezogen auf die Gesamtzahl der beobachteten Quarzkörner ist ein Maß für die Quarzdiagenese. Das Weiterwachsen der Quarze ist unabhängig von der Korngröße. Für die Untersuchung wurde die Kornfraktion 0,12...0,15 mm gewählt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Die Sande wurden nach der Art ihres Porenzementes unterschieden. Diese Unterteilung wird auch bei den folgenden Untersuchungen beibehalten werden. In den Sanden mit kaolinitischem Zement sind im Durchschnitt ein Drittel der Quarzkörner weitergewachsen. Die im Mittel grobkörnigen, quarzitisch verkitteten Horizonte enthalten mindestens zwei Drittel weitergewachsene Körner, während der Quarzanteil der carbonatischen Sandsteine im allgemeinen nicht weitergewachsen ist.

Der **Feldspatanteil** der Sande setzt sich aus Plagioklas und Kalifeldspat zusammen. Der am Einzelkorn nach der Immersionsmethode bestimmte Brechungsindex n_x' der Plagioklase beträgt 1.527...1.540. Der Achsenwinkel wurde mit dem Universaldrehtisch zu $2\,V_x = 81...85^\circ$ gemessen. Die max. Auslöschungsschiefe der Zwillingslamellen beträgt 15°. Somit handelt es sich um sauren Plagioklas mit 20...30 Mol% An (Oligoklas).

Der Kalifeldspat besitzt den Brechungsindex n = 1.525... 1.527. Der große Achsenwinkel von $2\,V_x = 78...81^\circ$ läßt vermuten, daß unverzwillingter Mikroklin mit 35...40 Mol% Ab vorliegt. Daneben kommen auch Orthoklase mit $2\,V_x = 50...60^\circ$ und Mikroklin mit deutlicher Zwillingsgitterung vor.

Die Plagioklase zeigen im allgemeinen einen besseren Erhaltungszustand als der überwiegend trübe und zersetzte Kalifeldspat, von dem nur die verzwillingten Mikrokline

noch frisch sind. Einige Kalifeldspäte haben perthitische Einlagerungen. In manchen Plagioklasen finden sich eingelagerte Serizitschuppen. Auch an Bruchflächen von Plagioklasen mit beginnender Zersetzung konnte Serizit mit einiger Wahrscheinlichkeit beobachtet werden. Sekundär weitergewachsene Feldspäte wurden nicht mit Sicherheit gefunden. In Sandsteinen mit carbonatischem Bindemittel kann die Verdrängung von Feldspäten durch Calcit beobachtet werden. Der Calcit dringt auf Spaltrissen und längs Zwillingslamellen in das Feldspatkorn ein und kann es restlos verdrängen (Abb. 3).

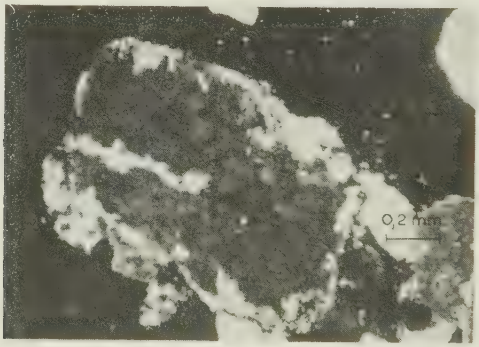

Abb. 3: Feldspatverdrängung durch Calcit (Calcit hell) Nic x

Das Verhältnis Quarz/Feldspat wurde durch Auszählen der Körner in den Fraktionen 0,02... 0,05, 0,09...0,15 und 0,30...0,40 mm bestimmt. Neben Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat wurde der Barytanteil, der in einigen Fraktionen bis zu 10 % ausmachen kann, mitausgezählt. Der hohe Barytanteil würde bei einer Auszählung zusammen mit den Schwermineralien das Bild deren Verteilung verzerren. Die Einzelwerte der Auszählung enthält Tab. 2. Die Feldspäte sind im allgemeinen unterschieden in Plagioklas und Kalifeldspat. Nur in einigen Proben sind beide Feldspatarten zusammengezählt. In Abb. 4 ist die Quarz/Feldspatverteilung einiger Sandhorizonte

graphisch dargestellt. Neben den Diagrammen ist der Carbonatgehalt in Gew-% der Gesamtprobe ebenfalls graphisch aufgetragen.

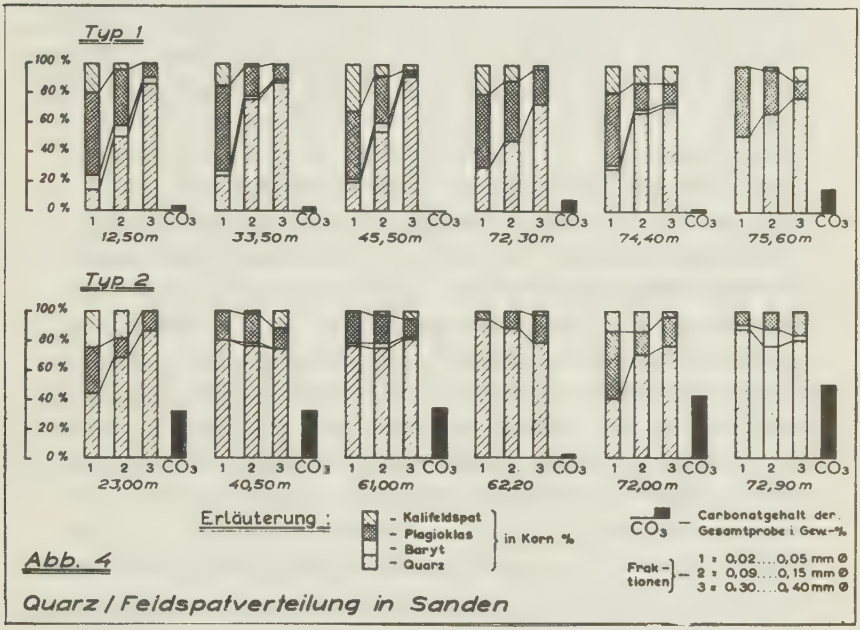

Abb. 4

Quarz / Feldspatverteilung in Sanden

Die Quarz/Feldspatverteilung ist von der Korngröße abhängig. Es können zwei Typen unterschieden werden:

Typ 1:
Der Feldspatanteil nimmt mit wachsender Korngröße deutlich ab. Die Fraktion 0,02...0,05 mm besteht zu 70...80 % aus Feldspat, in der Fraktion 0,30...0,40 mm sind dagegen nur 10...20 % Feldspat. Der restliche Anteil ist in Hauptsache Quarz und daneben Baryt. Diese Quarz/Feldspatverteilung ist typisch für Sande mit niedrigem Carbonatgehalt.

Typ 2:
Hierzu gehören die Sande mit hohem Carbonatgehalt. Die Abhängigkeit des Feldspatgehaltes von der Korngröße ist weniger ausgeprägt. Im allgemeinen beträgt der Feldspat-

anteil in allen Fraktionen 10...30 %.

Der mit wachsender Korngröße abnehmende Feldspatgehalt (Typ 1) kann auf die mechanische Aufbereitung des Feldspats auf dem Transportweg zurückgeführt werden. Infolge seiner guten Spaltbarkeit wird Feldspat eher zerkleinert als Quarz und somit in den feineren Fraktionen angereichert. VALETON (1953) fand bei der petrographischen Untersuchung des süddeutschen Hauptbuntsandsteins eine ähnliche Abnahme des Feldspatgehaltes in den gröberen Fraktionen, bezweifelte aber aufgrund regionaler Vergleiche, daß die Ursache in der guten Spaltbarkeit des Feldspats liegt, da im Buntsandstein keine Zunahme des Feldspatanteils in den feinen Fraktionen mit der Entfernung vom Abtragungsgebiet beobachtet wurde. Dem kann entgegengehalten werden, daß während des längeren Transportweges bis zum Beckeninneren die Feldspatzersetzung schon soweit fortgeschritten gewesen sein mag, daß der überwiegende Teil des Feldspats bereits vor der endgültigen Ablagerung in Tonmineralien übergegangen war. Die von VALETON beschriebene Erscheinung, daß der Feldspatgehalt in fein- und mittelkörnigen Sandsteinen unabhängig von der Korngröße ist, konnte im Stubensandstein nicht beobachtet werden.

Auffällig ist die Abhängigkeit der Feldspatverteilung vom Carbonatgehalt. In carbonatisch verkitteten Sandsteinen ist der Feldspatgehalt allgemein geringer als in den carbonatfreien Sanden und weniger korngrößenabhängig (Abb. 4, Typ 2). Im Dünnschliff wird in den carbonatischen Sandsteinen Feldspatverdrängung durch Carbonat beobachtet. Die Feldspatkörner sind fast ausnahmelos von Calcit oder Dolomit an den Oberflächen angegriffen. Teilweise ist der Calcit auf Spaltflächen zungenförmig bis tief in das Innere des Feldspatkristalls vorgedrungen (Abb. 3). Im carbonatischen Zement sind die Strukturen

völlig verdrängter Feldspäte zu erkennen. Bei gleichförmigem Vordringen des verdrängenden Calcits von den Korngrändern zum Zentrum des Feldspatkornes sind kleinere Körner eher verdrängt als größere. Die Ursache der Abnahme des Feldspatgehaltes in den feinen Fraktionen carbonatisch zementierter Sandsteine ist daher in der Verdrängung des Feldspats durch carbonatische Lösungen zu sehen.

Der G l i m m e r a n t e i l besteht vorwiegend aus gebleichtem Biotit mit einem Achsenwinkel 2 V_x = 5...17°. Seltenere ungebleichte Biotite zeigen den Pleochroismus Y dunkelolivbraun, Z hellbraun. Vereinzelt tritt daneben Muskovit auf. Die groben, hellen Sandsteine sind sehr glimmerarm, die feinkörnigen, intensiv dunkelrot bis violett gefärbten Sande enthalten größere Glimmeranteile. In tonigen Feinsandsteinen ist Glimmer in einigen Horizonten lagenweise angereichert worden. Solche Lagen enthalten neben Glimmer nur geringe Mengen anderer Komponenten.

b.) Carbonatische Bestandteile

Die im untersuchten Profil gefundenen carbonatischen Bestandteile kommen als

Porenzement,
carbonatische Gerölle und Konkretionen
und als biogene Carbonatausscheidungen

vor.

Der carbonatische P o r e n z e m e n t besteht aus Calcit und Dolomit. Die Zusammensetzung des Calcits wurde durch Röntgendiffraktometeraufnahmen an texturfreien Pulveraufnahmen untersucht. Dabei ergab sich für den (104)-Reflex d = 3.034 Å. Nach BRINDLEY (1961) gehört dieser Reflex zu reinem Calcit ohne Fremdbeimengungen.

Der Calcit bildet große Kristalle. Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß Porenräume, die in der Schnittebene miteinander in Verbindung stehen, von einheitlich auslöschendem Calcit ausgefüllt werden. Häufig sind durch Umkristallisation unter Einschluß zahlreicher detritischer Körner größere Kristalle von 10...20 mm Durchmesser entstanden.

Röntgenaufnahmen des Dolomits ergaben an texturfreien Pulverpräparaten für den (104)-Reflex als Mittel aus 20 Aufnahmen d = 2.902 Å. Es handelt sich demnach um einen Fe-reichen Dolomit von ankeritischer Zusammensetzung. Der porenraumführende Dolomit besitzt meistens Mosaikstruktur, in der die Größe der Einzelkristalle unter 0,1 mm bleibt. Die Umkristallisation zu größeren Kristallen wie beim Calcit tritt bei Dolomit nicht auf. Im Porenraum grobkörniger Sandsteine existieren einzelne Dolomitrhomboeder von 0,5...1 mm Größe, die in manchen Horizonten zonare Eisenoxydeinlagerungen besitzen.

Unter den im Profil gefundenen carbonatischen G e r ö l l e n u n d K o n k r e t i o n e n können 2 verschiedene Arten unterschieden werden:

1. Die sog. "Steinmergelgerölle"
2. Septarien

In einigen Grobsanden und tonigen Feinsanden wurden Geröllagen gefunden, deren Gerölle 1...4 cm groß und im allgemeinen gut gerundet sind. Sie bestehen aus kryptokristallinem Dolomit mit 20...30 Gew-% homogen verteilten, unlöslichen Bestandteilen, in Hauptsache Ton (Fraktion kleiner 2/u). Ihr Inneres ist völlig strukturlos. Sie werden in der Literatur üblicherweise als "Steinmergelgerölle" bezeichnet und als Aufarbeitungsprodukte ehemals zusammenhängender Mergeldecken angesehen.

In Tonen kommen unregelmäßig geformte Konkretionen vor,

die zu 40...70 Gew-% aus Carbonat, zum übrigen Teil aus Ton (kleiner 2 µ) bestehen. Die Form dieser Konkretionen ähnelt der von glaskopfartigen Mineralaggregaten. Das Innere wird von einem System radialer und konzentrischer Klüfte zerteilt (Abb. 14).

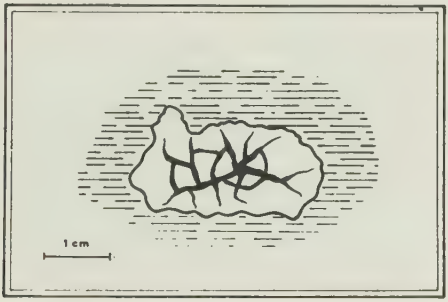

Abb. 14
Querschnitt einer Septarienknolle (37,90 m)

Die radialen Klüfte keilen in der Nähe des Randes aus. Es dürfte sich bei diesen Konkretionen um Septarien handeln mit Trockenrissen, die nicht bis zur bereits verfestigten Oberfläche durchdringen konnten. Später wurden Risse und Porenraum mit Carbonat ausgefüllt.

Hinweise auf möglicherweise b i o g e n e C a r b o n a t a u s s c h e i d u n g e n liefern die in mergeligen Partien enthaltenen Lagen von nierigen oder brotlaibförmigen Knollen von 0,5 mm bis zu 10 cm Durchmesser mit teilweise deutlich konzentrischem Aufbau aus Calcitschichten und dünnen Zwischenlagen aus Ton und einzelnen kleinen Quarzkörnern (Abb. 15).

Abb. 15

Die tonigen Lamellen liegen an der ebenen Knollenunterseite häufig dichter übereinander als an den Rändern und der Oberseite. Wegen ihrer unterschiedlichen Größe ist es unwahrscheinlich, daß die Knollen oolithische Bildungen sind. Oolithische Kalkarenite sind sehr einheitlich sortiert. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor Dr. K. MÄGDEFRAU kann es sich bei diesen Knollen um Reste fossiler Kalkalgenkolonien der Gattung Sphaerocodium handeln. Der sichere Nachweis von Kalkalgen anhand von Zellularstrukturen kann nicht erbracht werden. Vielleicht sind die Strukturen bei der diagenetischen Umkristallisation zerstört worden. Das Zentrum der Knollen bilden oft Quarzkörner, von denen das Wachstum der Kolonie seinen Ausgang genommen hat (Abb. 16).

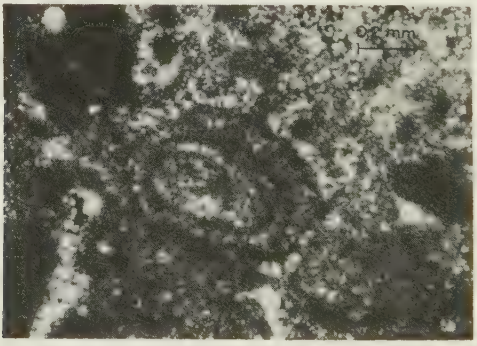

Abb. 16: Algenstrukturen? im Mergel Nic x

In Algenstöcken sind die Einzelindividuen kleine Calcitröhrchen, die sich in radialer Stellung aneinanderlagern, so daß eine Matte entsteht. Die Matte legt sich konzentrisch um einen Kern, den meistens ein klastisches Partikel bildet. Mehrere solcher konzentrisch übereinanderliegender Matten bilden eine knollenförmige Kolonie. Zwischen den Matten kann feines detritisches Material - in Hauptsache Ton - eingelagert werden. Mehrere Algenknollen können von einem gemeinsamen Mantel umschlossen werden und sog. Algensäcke (composite pellets) bilden. Der von den

Knollen eingeschlossene Anteil an unlöslichen Bestandteilen beträgt 10...30 Gew-%. Die Tonfraktion (kleiner 2 µ) besteht allein aus Muskovit-Illit.

Verfrachtung und Druck haben in den meisten Knollen die ursprünglichen Strukturen zerstört, so daß nur geflammte oder marmorierte Reststrukturen übriggeblieben sind (Abb.17).

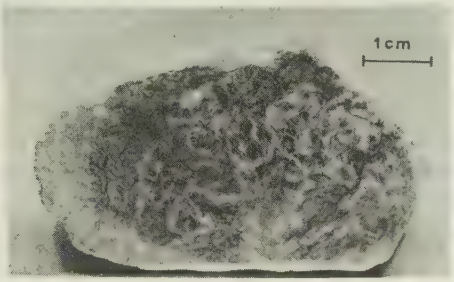

Abb. 17: Algenknolle? mit zerstörten Innenstrukturen

Die Knollen können völlig umgeben sein von Calcit, der möglicherweise durch Bakterien ausgeschieden worden ist, da carbonatfällende Bakterien in Symbiose mit Kalkalgen leben (CAROZZI, 1960). Die bakterielle Kalkausscheidung setzt nicht calciumcarbonatübersättigtes Wasser voraus, sie kann bereits bei geringeren Konzentrationen erfolgen.

Um einen Überblick über die C a r b o n a t v e r t e i l u n g innerhalb des Profils zu gewinnen, wurde der Carbonatgehalt der Gesteine im Abstand von 20 cm nach der Methode von SCHEIBLER-DITTRICH bestimmt. Sie beruht auf der volumetrischen Messung der bei der Reaktion von Carbonat mit HCl freiwerdenden Kohlendioxydmenge, aus der auf den Carbonatgehalt in der Probe bezogen auf $CaCO_3$ geschlossen wird. Die Carbonatgehaltsbestimmungen sind in Diagrammform in der Profilbeschreibung der Abb. 2 dargestellt. Die Carbonatverteilung ist außerordentlich wechselreich, ohne eine durchgehende Entwicklungstendenz erkennen zu lassen. Im allgemeinen sind im tieferen Teil des Profils (unterhalb 60 m) die Horizonte mit hohen Carbonatgehalten häufiger als darüber.

Auffällig sind die hohen Carbonatgehalte in Sanden unterhalb des Kontaktes mit überlagernden Tonschichten. Diese Erscheinung ist besonders deutlich in der Bohrung 7 bei gering mächtigen Sanden, die unterhalb des überlagernden Tones 10...20 Gew-% Carbonat enthalten, während sie 50 cm tiefer carbonatfrei sind. Manchmal sind erhöhte Carbonatgehalte auch an der liegenden Begrenzung eines Sandes durch Ton zu beobachten.

c.) Gips

In Kernproben der Bohrung Albershausen kommt in einem tonreichen Feinsand Gips in 0,5...1 mm dicken, schichtparallelen Lagen vor, die sich im vertikalen Abstand von etwa 1 cm wiederholen. Im mikroskopischen Bild zeigt der Gips faserig-keilförmige Struktur. Die Fasern stehen senkrecht zur Schichtung. Es kann sich hierbei um evaporitische Bildungen in lokalen Eindampfungspfannen handeln, die periodisch überflutet wurden.

d.) Tonmineralanteil der Sandsteine und Tonlagen

Die Tonmineralfraktion der Sande und Tone wurde mittels Müller-Mikro 111-Röntgengerät mit Philips-Goniometer auf ihren Mineralinhalt untersucht. Um gut ausgeprägte Basisreflexe zu erhalten, wurden von der durch Schlämmen abgetrennten Fraktion kleiner 2 µ sedimentierte Texturpräparate hergestellt. Das carbonatische Bindemittel wurde soweit vorhanden durch Behandlung mit 10 %iger Essigsäure bei 40°C entfernt. Um die Mengenanteile der Komponenten aus den Reflexintensitäten abschätzen zu können, wurden alle Aufnahmen unter den gleichen apparativen Bedingungen aufgenommen.

In allen untersuchten Tonmineralfraktionen von Sanden (kleiner 2 µ) wurden bei Aufnahmen im Bereich zwischen 2 θ = 3...30° drei Reflexe bei etwa 10, 5 und 3,3 Å beobachtet, die ihre Po-

sitionen und Intensitäten nach Behandlung mit Äthylenglykol und Erhitzen auf 550°C beibehielten. Danach und aufgrund des (060)-Reflexes bei d = 1,49 Å gehören die Reflexe zu einem Mineral der dioktaedrischen Glimmergruppe (Muskovit-Illit).

Eine weitere Komponente der Tonmineralgesellschaft besitzt im lufttrockenen Zustand den Gitterabstand 10...13 Å, der sich bei Glykolbehandlung auf 15...16 Å ausdehnt, beim Erhitzen (550°C) dagegen auf 10 Å schrumpft. Diese Eigenschaften sind kennzeichnend für ein Mineral in Wechsellagerung zwischen Muskovit-Illit und Montmorillonit. Da die höheren (001)-Reflexe keine integrale Serie bilden, handelt es sich um eine unregelmäßige Wechsellagerungsstruktur. Der Anteil des Montmorillonits läßt sich aus dem scheinbaren d-Wert des Maximums des (001)-Reflexes der Wechsellagerung ermitteln. Nach WEAVER (1956) folgt aus einem d-Wert von 15...16 Å bei Glykolsättigung ein Montmorillonitgehalt von 40...60 %.

Der Tonanteil der Sande enthält außerdem ein Mineral der Kaolinitgruppe, das an seinen (001)- bzw. (002)-Reflexen bei 7,2 bzw. 3,6 Å erkannt wurde. Bei Glykolbehandlung bleibt der Gitterabstand unverändert; bei Erhitzen auf 550°C wird das Gitter zerstört. Aufnahmen an texturfreien Präparaten des von Fremdbeimengungen weitgehend isolierten Kaolinitminerals zeigten alle nach BRINDLEY (1961) für einen "b-axis disordered kaolinite" (früher fire-clay) charakteristischen Merkmale.

In einigen carbonatfreien Sanden tritt in den Tonmineralfraktionen neben den angeführten Komponenten noch ein Chloritmineral auf mit d(001) = 14,3 Å. Bei Glykolbehandlung bleibt der Reflex unverändert, beim Erhitzen (550°C) schrumpft der Gitterabstand auf 13,1 Å und wird verstärkt. Der (060)-Reflex erscheint bei d = 1,49 Å. Es handelt sich demnach um ein dioktaedrisches 4-Schicht-Phyllosilikat, das mit dem von v. ENGELHARDT, MÜLLER u. KROMER (1962) be-

schriebenen "Sudoit" im Knollenmergel im mittleren Württemberg identisch sein dürfte.

Die Mengenverhältnisse der Tonmineralien in den Sandsteinen werden durch den Carbonatgehalt beeinflußt. In carbonatfreien Sandsteinen mit kaolinitischem Bindemittel enthält die Tonmineralfraktion in der Reihenfolge abnehmenden Mengenanteils

Kaolinit (fire-clay),
Muskovit-Illit,
Mineral mit Wechsellagerung Muskovit-Illit/Montmorillonit mit über 50 % Montmorillonit,
Mineral der Chlorit-Gruppe (Sudoit)

Abb. 5 zeigt die Röntgendiagramme des Texturpräparates eines carbonatfreien Sandsteins aus 45,50 m.

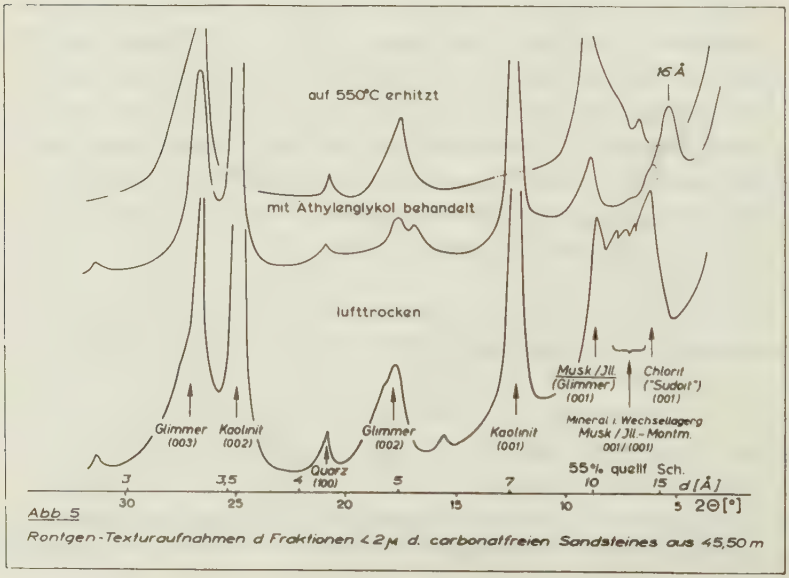

Abb. 5

Röntgen-Texturaufnahmen d Fraktionen < 2 µ d. carbonatfreien Sandsteines aus 45,50 m

Mit zunehmendem Carbonatgehalt wird der Anteil des Kaolinits zugunsten des Muskovit-Illits verringert, das mixed-layer-Mineral verarmt an Montmorillonit und Sudoit verschwindet ganz. Ein Beispiel für einen carbonatischen Sandstein ist die Probe aus 72,90 m, deren Röntgendiagramme Abb. 6 zeigt. In Abb. 7 sind die relativen Änderungen der Mengenanteile der Mineralkomponenten schematisch dargestellt.

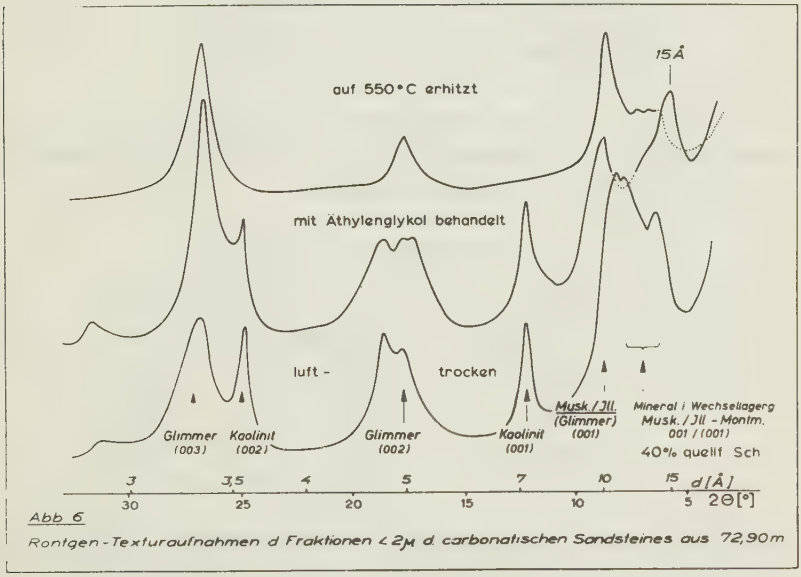

Abb. 6

Röntgen-Texturaufnahmen d Fraktionen < 2µ d. carbonatischen Sandsteines aus 72,90 m

In den T o n l a g e n ist die Tonmineralzusammensetzung etwa gleich der in den carbonatischen Sandsteinen. Den größten Anteil bildet Muskovit-Illit. Kaolinit und das mixed-layer-Mineral treten stark zurück. Sudoit fehlt völlig. Als Beispiel für die Tonmineralzusammensetzung eines carbonatfreien Tones in der Fraktion klei-

ner 2 µ zeigt Abb. 8 die Diagramme des Tons aus 27,50 m.

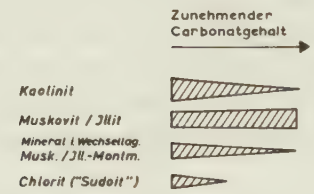

Abb. 7

Relative Änderung der Mengenanteile der Tonmineralkomponenten in d. Fraktion < 2 µ aus Sandsteinen in Abhängigkeit vom Carbonatgehalt

Die in der Tonmineralfraktion der Sande beobachtete Abhängigkeit der Mengenanteile vom Carbonatgehalt besteht in den Tonlagen nicht.

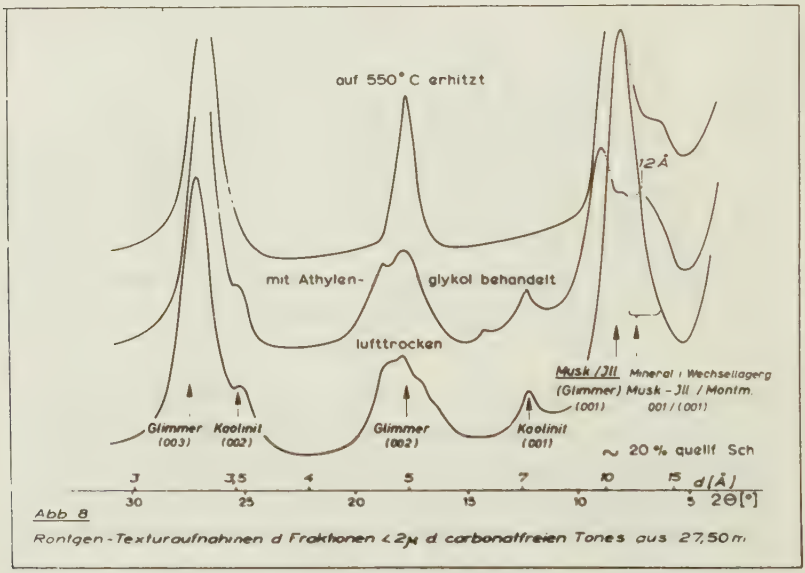

Abb. 8

Rontgen-Texturaufnahmen d Fraktionen < 2µ d carbonatfreien Tones aus 27,50 m.

Die Diagramme des Mergels aus 36,30 m (Abb. 9) als Bei-

spiel zeigen keinen Unterschied zu denen des carbonatfreien Tones der Abb. 8. Die quantitative Tonmineralzusammensetzung der Tonlagen bleibt über das ganze Profil gleich.

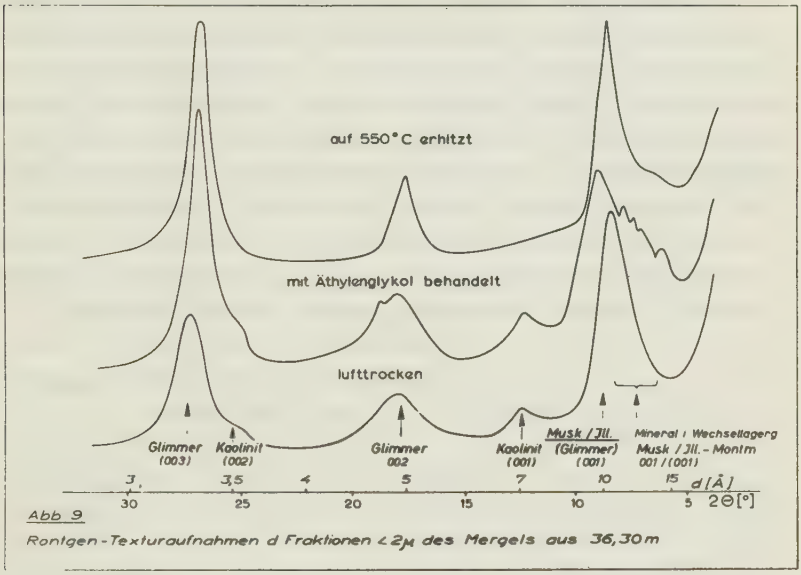

Abb 9

Rontgen-Texturaufnahmen d Fraklionen ∠2μ des Mergels aus 36,30m

2.) Schwermineralien

Die Schwermineralien im Stubensandstein des Stuttgarter Raumes sind von EICHLER und HILLER (1959) eingehend untersucht worden. Die folgende Beschreibung beschränkt sich daher auf einen kurzen Überblick und auf ergänzende Beobachtungen zur Schwermineralverteilung im Profil vom Lützelbachtal.

Die Schwermineralien wurden aus der Fraktion 0,06...0,30 mm mit Bromoform abgetrennt und an eingebetteten Streupräparaten optisch bestimmt. Bei der gewählten weiten Korngrößenspanne dürften Korngrößeneffekte, die dadurch entstehen können, daß spezifisch schwere Mineralien in den

feinen Fraktionen angereichert sind, ohne Einfluß sein. Die medianen Korndurchmesser der Sande, aus denen Schwermineralproben abgetrennt wurden, liegen innerhalb der für die Bestimmungen gewählten Fraktion.

Am häufigsten ist Baryt, dessen Anteil in der Fraktion 0,06...0,10 mm bis zu einigen Gew-% des Gesamtmineralbestandes, also einschließlich der Leichtmineralien ausmachen kann. Damit der überwiegende Barytanteil die Mengenverhältnisse der übrigen Schwermineralien nicht verzerrt, wurde er nicht bei den Schwermineralien, sondern bei den Leichtmineralien mitausgezählt. Die Verteilung des Baryts ist sehr ungleichmäßig. Es konnte weder eine Abhängigkeit des Barytgehaltes von der Korngröße des Sandes noch von dessen Carbonatgehalt gefunden werden.

Apatit: Farblos und mit sehr geringer Doppelbrechung. Gut gerundete oder idiomorphe, prismatische Formen.

Turmalin: E braun, O grün und E olivgrün, O gelbbraun. Meistens plattige Körner mit gut gerundeten Kanten.

Zirkon: Wasserklar, selten blassrosa, länglich gerundete oder prismatische Formen.

Rutil: Dunkelrotbraune, rundliche bis prismatische Körner.

Granat: Farblos bis blassrosa. Stufenförmig gebrochene, scharfkantige Formen. Lichtbrechung n = 1,785...1,810. Wahrscheinlich Almandin-Pyrop. EICHLER und HILLER (1959) sehen in den treppenartig gebrochenen Formen mit einspringenden Winkeln und scharfen Kanten die Folgen natürlicher Ätzvorgänge, die nach der Ablagerung stattgefunden haben.

Die opaken Schwermineralien - in Hauptsache Limonit -

wurden nicht untersucht. Sie sind daher von der Auszählung ausgenommen.

Die Schwermineralanalysen (Tab.3) zeigen, daß die qualitative Zusammensetzung der Schwermineralgesellschaft bis auf den Granat in allen Horizonten gleich ist. Turmalin, Zirkon, Rutil/Anatas und Apatit sind in allen Proben vorhanden. Eine Differenzierung der Sande aufgrund verschiedener Schwermineralvergesellschaftung ist nicht offensichtlich. Dagegen unterliegen die Mengenanteile der Schwermineralien der einzelnen Sande erheblichen Schwankungen. Die Gehalte an Apatit bewegen sich zwischen 7...70 %, die von Turmalin zwischen 2...32 % und die von Zirkon zwischen 7...54 %. Die erwähnten Schwermineralien treten also zwar in sehr unterschiedlichen Mengenanteilen auf, sie sind aber in allen Horizonten vorhanden.

Dagegen kommt Granat in der Hälfte der untersuchten Sande reichlich vor, während er in den übrigen Horizonten fehlt. Da Granat als instabiles Schwermineral gilt, liegt die Vermutung nahe, daß die Verteilung des Granats durch diagenetische Vorgänge beeinflußt ist. Bei einem Vergleich des Granatgehaltes mit dem Carbonatgehalt (Abb. 10) ist auffällig, daß Granat bevorzugt in carbonatisch zementierten Sanden auftritt. Diese Beobachtung läßt vermuten, daß der Granat in den nicht carbonatischen Horizonten aufgelöst (Intrastratal Solution), in den carbonatisch verkitteten Horizonten dagegen vor der Auflösung bewahrt wurde (Den Hinweis auf die konservierende Wirkung carbonatischen Porenzementes verdanke ich einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. DRONG).

Die heutige Differenzierung des Granatgehalts kann natürlich nur dann durch Auflösung hervorgerufen sein, wenn Granat im primär angelieferten Material annähernd gleichmäßig vorhanden war. Da die stabilen Schwermineralien wie Turmalin, Zirkon oder Rutil/Anatas in allen Proben auftreten

- wenn auch mit unterschiedlichen Mengenanteilen - möchte ich annehmen, daß ursprünglich auch Granat in allen Horizonten zumindestens vorhanden war, und daß er dort, wo er heute fehlt, aufgelöst worden ist, zumal auch die Oberflächen der Granatkörner Spuren von Auflösungserscheinungen zeigen.

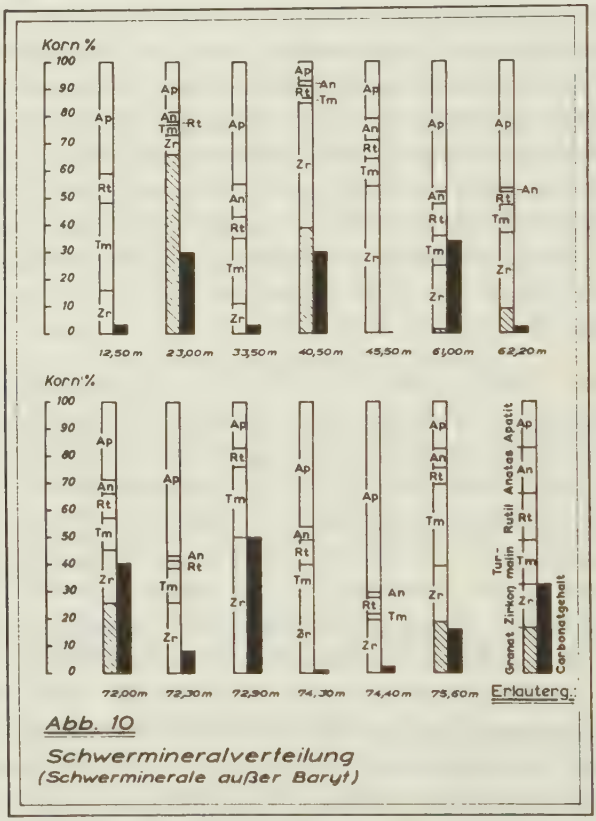

Abb. 10

Schwermineralverteilung
(Schwerminerale außer Baryt)

Einige Proben scheinen nicht für die Granatkonservierung durch carbonatischen Porenzement zusprechen. Durch Vergleich mit anderen Untersuchungsbefunden können aber die scheinbaren Widersprüche erklärt werden. So enthält die

Probe 62,20 m 9 % Granat bei nur 2 Gew-% Carbonat. Hier ist also Granat vorhanden, obwohl carbonatischer Zement praktisch fehlt. Die Leichtmineralverteilung dieser Probe zeigt in den feinen Fraktionen stark reduzierte Feldspatgehalte, wie es für Feldspatverdrängung durch Carbonat kennzeichnend ist. Es scheint hier also ehemals vorhandenes Carbonat wieder aufgelöst worden zu sein. Der jetzige geringe Carbonatgehalt wäre dann der Rest eines früher größeren Carbonatgehaltes, der für lange Zeit den Sand verkittet hielt. Für diese Annahme sprechen die außerordentlich zerklüfteten Oberflächen der Quarzkörner, die von der Korrosion des Quarzes durch Carbonat hervorgerufen sind.

Andererseits enthält die Probe 72,90 m keinen Granat, obwohl ihr Porenraum vollständig mit Carbonat ausgefüllt ist. Es liegt die Annahme nahe, daß dieser Horizont erst zu einem Zeitpunkt zementiert wurde, als der Granat bereits aufgelöst war. Auch der hohe Gehalt an authigenem Baryt ist unter der Annahme zu verstehen, daß der Porenraum dieses Sandes während der überwiegenden Zeit der Diagenese unzementiert war.

Die Verteilung des als instabil geltenden Apatits zeigt keine Abhängigkeit vom Carbonatgehalt. Da sowohl gerundete als auch idiomorphe Apatitkörner gefunden wurden, ist es wahrscheinlich, daß neben dem detritischen Apatit ein Teil autochthon gebildet wurde. Die Konservierung anderer instabiler Schwermineralien, die möglicherweise primär vorhanden waren, heute aber nur äusserst selten gefunden werden, wie Augit, Hornblende oder Epidot, wurde nicht beobachtet. RUCHIN (1958) hält diese Mineralien für weniger widerstandsfähig gegen die Einflüsse der Intrastratal Solution als Granat, so daß möglicherweise Augit, Hornblende und Epidot - sofern sie primär vorhanden waren - schon vor dem Eindringen des konservierenden Carbonats aufgelöst wurden.

C.) Korngrößenverteilung und gesteinsphysikalische Untersuchungen.

Nach ihrem Porenzement lassen sich drei Sandsteintypen unterscheiden:

1. kaolinitisch,
2. quarzitisch,
3. carbonatisch verkittete Sandsteine

Die Unterteilung erfolgt zunächst nach der auf Feldmethoden basierenden Kernbeschreibung. Durch die folgenden Untersuchungen der Korngrößenverteilung sowie der Porosität und Durchlässigkeit sollte eine genauere Differenzierung der Sandsteine erreicht werden.

1.) Korngrößenverteilung

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen von 41 Sandproben, die je zur Hälfte aus den Bohrungen 7 und 8 stammen, sind in Tab. 4 zusammengefaßt. In den Sandsteinen mit kaolinitischem Bindemittel liegt der Mediandurchmesser zwischen 0,06...0,35 mm mit einem Mittelwert bei 0,21 mm. Der Anteil der Fraktion kleiner 20 µ beträgt infolge des hohen Kaolingehaltes zwischen 15 und 25 Gew-% bezogen auf das carbonatfreie Gestein. Der Carbonatgehalt dieser Sandsteine beträgt max. 15 Gew-%.

Die quarzitischen Sandsteine haben Mediandurchmesser zwischen 0,08...0,63 mm, im Mittel von 0,36 mm. Sie sind wegen des hohen Anteils an weitergewachsenen Körnern im Durchschnitt gröber als die kaolinitischen Sande. Ihr Carbonatgehalt liegt unter 10 Gew-%. Der Anteil der Fraktion kleiner 20 µ beträgt im Mittel 5 Gew-% bezogen auf das carbonatfreie Gestein.

Carbonatische Sandsteine sind feinkörniger, da viele Kör-

ner durch Korrosion an Größe verloren haben. Der Mediandurchmesser dieser Sande beträgt zwischen 0,05...0,35 mm mit dem Mittelwert bei 0,17 mm. Der Carbonatgehalt kann bis zu 60 Gew-% ansteigen. Der Anteil der Fraktion kleiner 20 µ bleibt im allgemeinen unter 5 Gew-%.

Die nach TRASK (1932) als $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$ definierten Sortierungskoeffizienten (Q_3 und Q_1 sind diejenigen Korngrößen, unter denen 75 bzw. 25 Gew-% der Probe liegen) bewegen sich zwischen 1,3 und 6,3. Die Verteilung der Sortierung auf die von FÜCHTBAUER (1959) vorgeschlagenen Sortierungsintervalle zeigt, daß der größte Teil der Sande "sehr schlecht" sortiert ist (Abb. 11).

Die Schiefekoeffizienten ($S_k = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{M_D^2}$, worin M_D = Mediandurchmesser) liegen im Bereich von 0,38...0,96 mit 0,59 als Mittelwert. Die Symmetrie der Kornverteilungskurven ist also gering.

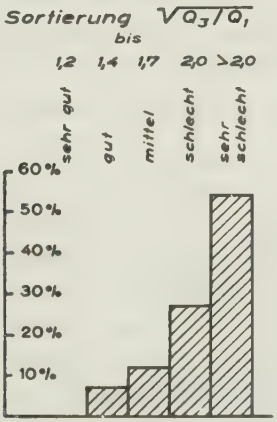

Abb. 11

Sortierung der Sandsteine

Bei der Deutung dieser Ergebnisse muß berücksichtigt werden, daß die Korngrößenverteilung durch die diagenetischen

Veränderungen beeinflußt wurden. Authigene Kaolinitbildungen haben den Anteil der Fraktion kleiner 20/µ vergrössert und damit Sortierung und Symmetrie der Summenkurven verschlechtert. Das Weiterwachsen der Quarze kann das Maximum der Verteilungskurven in eine gröbere Korngröße verlegen. Korrosion der Quarze, Feldspatzersetzung und Verdrängung durch Carbonat führen zu einer Vermehrung des feinkörnigen Anteils auf Kosten des gröberen. Trotz der diagenetischen Veränderungen dürften jedoch die Korngrössenverteilungen ihre ursprünglichen Merkmale im wesentlichen behalten haben.

2.) Porosität und Durchlässigkeit

Die P o r o s i t ä t wurde nach dem in der Erdölindustrie üblichen Verfahren aus der Differenz zwischen dem Gesamtvolumen einer Gesteinsprobe und dem Volumen der festen Bestandteile gemessen. Das Gesamtvolumen wird dabei durch Wägung in Quecksilber, das Feststoffvolumen durch Wägung in Tetrachlorkohlenstoff nach vollständiger Tränkung der Probe mit CCl_4 bestimmt. Das Feststoffvolumen toniger Proben, die wegen ihrer engen Porenquerschnitte keine vollständige Tränkung zulassen, wurde pyknometrisch bestimmt.

Die Ergebnisse der Messungen sind in Abb. 2 in Diagrammform neben der Gesteinsbeschreibung aufgetragen. Die Porosität ist abhängig von der Art und dem Grad der Verkittung des Porenraums. In unvollständig zementierten Sandhorizonten beträgt die Porosität bis zu 25 %, mit zunehmenden Zementationsgrad sinkt die Porosität bis nahe Null. Diese Abhängigkeit zeigt deutlicher die Darstellung der Abb. 12, in der die gemessenen Porositäten gegen den Carbonatgehalt aufgetragen sind.

Die Meßwerte stammen nicht nur aus den carbonatischen, sondern auch aus den überwiegend kaolinitisch und quarzitisch verkitteten Sanden. In der Darstellung fällt auf, daß selbst bei sehr hohen Carbonatgehalten von 40...50 Gew-%

eine gewisse Porosität erhalten bleibt. Diese Porosität bietet die Möglichkeit für weiteren Stofftransport durch Porenlösungen und damit für den Fortgang diagenetischer Vorgänge.

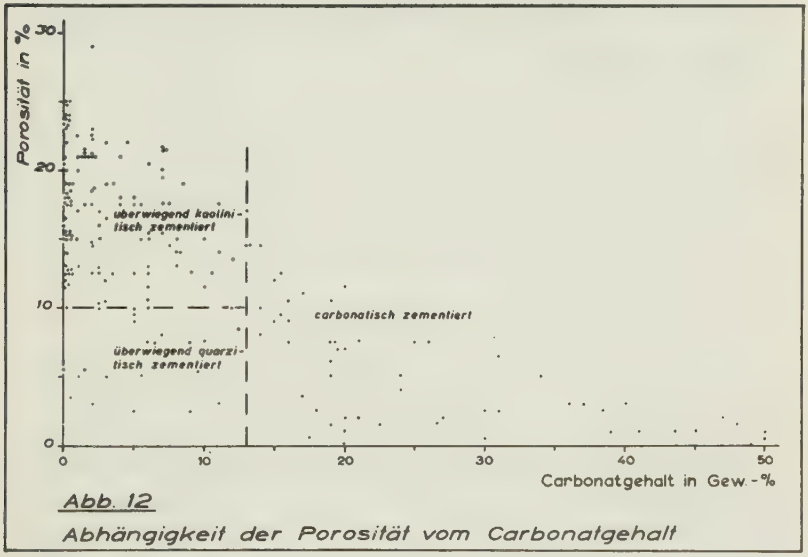

Abb. 12

Abhängigkeit der Porosität vom Carbonatgehalt

Die Porositäten carbonatfreier Sandsteine betragen 10... 25 %. Es handelt sich hierbei vornehmlich um Sande mit kaolinitischem Bindemittel mit mehr oder weniger großem quarzitischem Anteil. Das kaolinitische Bindemittel füllt den Porenraum wegen der wurm- oder buchförmigen Struktur der Kristallaggregate nicht vollständig aus. Zwischen den blättchenförmigen Einzelkristallen bleibt ein erheblicher Teil des Porenraumes leer. An einem rein kaolinitisch verkitteten Sandstein, dessen Poren lückenlos mit Kaolinitaggregaten ausgefüllt waren, wurden 18 % Porosität gemessen, in einem vergleichbaren unverkitteten Sandstein dagegen 23 %. Der Porenraum war vom Kaolinit nur zu einem Viertel mit fester Substanz ausgefüllt. Je nach dem Anteil des quarzitischen Zementes wird das Porenvolumen weiter reduziert. Unterhalb von 10 % Porosität - bei Carbonatge-

halten nahe Null - überwiegt der quarzitische Zement. Rein quarzitische Sandsteine sind selten. Eine Restporosität von mindestens 2 % bleibt auch hier erhalten. Die Streuung der Punkte innerhalb der für die Sandtypen charakteristischen Felder ist durch Übergänge zwischen den drei Zementationsarten sowie durch unterschiedliche Korngrößenverteilungen bedingt.

Besonderes Interesse verdienen die Porositäten der Tonlagen, die in carbonatfreien Horizonten bei durchschnittlich 20 % liegen. Der Vergleich mit der bei v. ENGELHARDT (1960) angegebenen Abhängigkeit der Porosität von der Bedeckungstiefe in den Lias-Tonen NW-Deutschlands führt zu dem Schluß, daß der Stubensandstein im Laufe seiner Geschichte von max. 800 m Sediment überlagert gewesen ist. Diese Mächtigkeit entspricht der von WIRTH (1958,1960) aufgrund von Tiefbohrergebnissen angegebenen Mächtigkeit des Jura im Bereich der mittleren Schwäbischen Alb. Die Tone des in der Bohrung Dingelsdorf in 1700 m liegenden Stubensandsteins haben dagegen nur 8 % Porosität. Sie dürften im Ablauf ihrer Geschichte nie wesentlich tiefer als heute gelegen haben. In mergeliegen Horizonten ist die Porosität entsprechend der carbonatischen Porenfüllung reduziert.

Die D u r c h l ä s s i g k e i t wurde an genau dimensionierten Probekörpern durch Messung der Durchflußgeschwindigkeit von Luft bei vorgegebener Druckdifferenz bestimmt. Bei lockeren und tonigen Gesteinsproben mißlang die Herstellung einwandfreier Probekörper. Daher mußten solche Gesteine von der Durchlässigkeitsbestimmung ausgelassen werden. Es wurden nur schichtparallele Durchlässigkeiten bestimmt.

Die gemessenen Permeabilitäten sind in Abb. 2 neben der Porosität in logarithmischem Maßstab in Millidarcy-Einheiten aufgetragen. In den großen Schwankungen der Permeabi-

lität innerhalb kleiner vertikaler Bereiche drückt sich noch einmal der lebhafte Fazieswechsel und die vielfältigen diagenetischen Veränderungen der Stubensandsteinsedimente aus. In den Sanden verläuft die Kurve der Durchlässigkeit annähernd parallel zur Porosität. Hohe Permeabilitäten korrespondieren mit hohen Porositäten und umgekehrt. Trägt man den Logarithmus der gemessenen Permeabilitäten gegen die zugehörige Porosität auf (Abb. 13), so ordnen sich die Werte um eine Gerade an. Vernachlässigt man bei einer qualitativen Abschätzung die Streuung, die etwa den Faktor 10 ausmacht, so besteht zwischen Porosität und Permeabilität den untersuchten Sanden im Bereich von 5...25 % Porosität die Beziehung

$$\ln k = A \cdot e$$

worin k die Permeabilität und e die Porosität bedeuten. Mit dem Faktor A werden die Einflüsse der geometrischen Struktur des Porenraumes zusammengefaßt berücksichtigt.

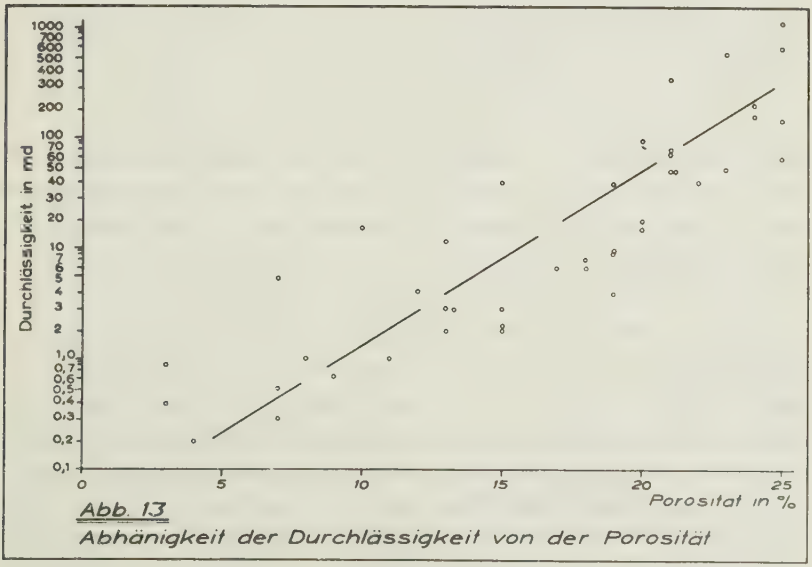

Abb. 13

Abhängigkeit der Durchlässigkeit von der Porosität

Man kann nach ARCHIE (1950) eine solche Beziehung in Sanden erwarten, in denen sich die Geometrie des Porenraumes ähnlich verhält.

Feine Klüfte und Haarrisse würden durch eine starke Verringerung des Verhältnisses Porosität/Durchlässigkeit angezeigt werden. In den Sandhorizonten mit 25 % Porosität erreicht die Durchlässigkeit ihr Maximum von 1000 md. Sie bleibt damit unter der Permeabilität nicht zementierter Sande gleicher Körnung.

Die Permeabilität der Tone ist mit den benutzten Methoden unmeßbar gering.

D.) Primärer Mineralbestand und primäre Gefügemerkmale.

Aus den Beobachtungen des heutigen Mineralbestandes ging hervor, daß das ursprünglich sedimentierte Material im Laufe seiner Geschichte mannigfache Veränderungen erfahren hat. Man wird also von dem heute vorhandenen Mineralbestand nur unter Berücksichtigung dieser Veränderungen auf den primären Mineralbestand schließen dürfen.

Der Quarzgehalt des sedimentierten Materials ist in den heute kaolinitischen und quarzitischen Sandsteinen geringer, in den carbonatischen Sanden dagegen größer gewesen. Auch der durch Kaolinisierung und Verdrängung reduzierte Feldspatgehalt war primär größer. Die mögliche authigene Bildung von Feldspat dürfte dessen Anteil innerhalb des untersuchten Profils nicht wesentlich beeinflußt haben. Da es aufgrund der Beobachtungen scheint, als ob Kalifeldspat leichter kaolinisiert und auch bevorzugt von Carbonat verdrängt wird, ist das ursprüngliche Verhältnis zwischen Kalifeldspat und Plagioklas größer anzunehmen. In den medianen Korngrößen wird das primäre Quarz/Feldspatverhältnis ungefähr 1 : 1 betragen haben. Der primäre Glimmerge-

halt ist sicher in allen Sanden größer gewesen. Das Carbonat war auf einige Horizonte, in denen es durch Organismen ausgefällt worden war, beschränkt.

Die primäre Schwermineralzusammensetzung ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen von Granat, Zirkon und Turmalin. Es ist nicht anzunehmen, daß darüber hinaus wesentliche Mengen anderer instabiler Schwerminerallen vorhanden waren, da diese in den bald nach der Ablagerung mit Carbonat zementierten Horizonten erhalten sein müßten. Der überwiegende Teil des Apatits und der gesamte Barytanteil sind autochthon gebildet.

Über die primäre Tonmineralverteilung sind genauere Angaben möglich, da in frühzeitig carbonatisierten Partien der ursprüngliche Tonmineralbestand erhalten ist. Aus der relativen Änderung der Mengenanteile der Tonmineralkomponenten in Sandsteinen in Abhängigkeit vom Carbonatgehalt (Abb. 7) geht hervor, daß Muskovit/Illit das überwiegende primäre Tonmineral ist. Muskovit/Illit findet sich auch als einziges Tonmineral in den detritischen Bestandteilen der Algenknollen, in denen die angelieferte Mineralgesellschaft unmittelbar nach ihrer Ablagerung konserviert wurde. Ein geringer Teil des vorhandenen Kaolinits ist gleichfalls sedimentiert worden, denn die Kaolinitbildung durch Feldspatzerfall beginnt bereits bei der Erosion im Abtragungsgebiet.

Schließlich gehört der in schichtparallelen Bändern auftretende Gips zum primären Mineralbestand.

Die primären Korngrößenverteilungen sind durch Neubildung von Tonmineralien, Quarzdiagenese und Feldspatzerfall sowohl in Richtung der feineren als auch der gröberen Fraktionen ausgedehnt worden. Daher ist anzunehmen, daß die Sande bei ihrer Ablagerung etwas besser sortiert waren als das heute vorliegende, veränderte Material. Porosität und Permeabilität der unzementierten Sande waren allgemein

größer und zeigten geringere Unterschiede zwischen den einzelnen Horizonten.

Im ganzen ergibt die Rekonstruktion der primären Sedimente ein Bild, das - verglichen mit den heutigen - geringere Differenzierungen hinsichtlich Mineralzusammensetzung und Gefügekennzeichen der verschiedenen Horizonte zeigt.

E.) B i l d u n g s b e d i n g u n g e n.

Der hohe Feldspatgehalt und der im wesentlichen nur aus einer Komponente bestehende detritische Tonmineralbestand der Sandsteine, sowie die schlechte Kornsortierung und der geringe Rundungsgrad der diagenetisch unbeeinflußten Körner deuten auf einen kurzen, raschen Transport des Abtragungsmaterials. Die mechanische Verwitterung überwog im Abtragungsgebiet infolge eines großen Reliefunterschieds zwischen Abtragungsgebiet und Ablagerungsbecken oder infolge großer Niederschläge im Abtragungsraum. Die vielen Anzeichen postsedimentärer Verdichtung, wie verbogene Glimmerschuppen und zerbrochene Feldspatleisten sprechen ebenso wie das Fehlen von Schichtung in den meisten Sandsteinhorizonten für eine rasche und kontinuierliche Schüttung. In den scharfen Materialwechseln in vertikaler Richtung und im häufigen Auskeilen und Wiedereinsetzen verschiedener Partien in horizontaler Richtung sind die Folgen von Verlagerungen der transportierenden Flüsse im Deltabereich zu sehen. Auch die in einigen sandig-tonigen Wechselfolgen beobachtete Kreuzschichtung ist ein Zeichen für fluviatilen Transport. Die Verfrachtung durch Wind, wie sie von VOLLRATH (1928) für möglich gehalten wird, dürfte wegen der geringen horizontalen Beständigkeit der Horizonte - wenn überhaupt - nur sehr untergeordnet beteiligt sein.

In dem lebhaft bewegten Wasser herrschten bei Ablagerung überwiegend oxydierende Verhältnisse. Nur in einzelnen grauen Arkoseschichten, in denen Kohleschmitzen verbreitet sind, bestand reduzierendes Milieu. Solche Bedingungen mögen sich in zeitweilig abgeschnittenen Becken gebildet haben, in denen es auch zur periodischen Ausscheidung des beschriebenen Gipses gekommen sein kann.

Wenn es sich bei einem Teil der beschriebenen carbonatischen Knollen wirklich um Kolonien von Kalkalgen handelt, so müssen die vermutlichen Algenhorizonte in flachem Wasser abgelagert worden sein, wo genügend Licht für den Assimilationsprozess vorhanden war, also in weniger als 30... 40 m Wassertiefe. Sollten die vermutlichen Algen darüber hinaus zu den Sphärocodien gehören, dürfte das Wasser im Sedimentationsraum Brack- bis Meerwassersalinität besessen haben; denn Sphärocodien sind bisher vornehmlich aus dem salinen Bereich bekannt. Andere kalkausscheidende Algenarten finden sich dagegen auch im Süßwasser.

Die Bildung des weitverbreiteten Dolomits wäre am ehesten - wenn auch nicht ausschließlich - durch die Magnesiumzufuhr aus Meerwasser zu verstehen, das möglicherweise während mariner Ingressionen in den Sedimentationsraum gelangt sein könnte und im Porenraum eingeschlossen wurde. Für einen Zeugen einer marinen Ingression im mittleren Stubensandstein hat man aufgrund älterer paläontologischer Funde die Ochsenbachschicht des Strombergs im nordwestlichen Württemberg gehalten (SCHMIDT, 1928). Neuere Untersuchungen der Fauna (LINCK, 1949) haben jedoch gezeigt, daß die Ochsenbachschicht keine Verbindung zu marinen Bereichen gehabt hat, sondern als Ausläufer eines einförmigen Binnensees anzusehen ist. Demnach sind marine Ingressionen im Gebiet des untersuchten Profils - also in größerer Nähe des Abtragungsgebietes - sehr unwahrscheinlich. Die Magnesiumlieferung zur Dolomitbildung ist nicht aus dem Meerwasser anzunehmen.

Von den Formen der aus dem Stubensandstein bekannt gewordenen Großtierwelt waren nur wenige vielleicht auch im Meere zu leben befähigt; die Heimat des überwiegenden Teils kann in größeren Ansammlungen süßen oder brackischen stehenden Wassers oder auf dem Festland gesucht werden. Zusammenfassend ergeben die Hinweise auf die Bildungsbedingungen das Bild einer überwiegend fluviatil-terrestrischen Sedimentation.

F.) D i a g e n e s e.

1.) Diagenetische Veränderungen an den Hauptbestandteilen der Sandsteine mit kaolinitischem und quarzitischem Bindemittel

Die auffälligste und häufigste diagenetische Mineralbildung ist der Kaolinit. Wegen der im Dünnschliff zu beobachtenden geldrollen- oder fächerförmigen Struktur seiner Kristallaggregate kann er nicht transportiert worden sein, sondern muß sich im Porenraum gebildet haben. Der Kaolinit entsteht durch Feldspatzerfall, der in allen Stadien zu beobachten ist. Die Kaolinisierung von Kalifeldspat kann man sich nach folgender Gleichung vorstellen

$$2\ KAl\ Si_3\ O_8 + 2\ H_2O = Al_2\ (OH)_4\ (Si_2\ O_5) + K_2O + 4\ SiO_2$$

Der Feldspatzerfall erfolgt im saueren P_H-Wert-Bereich, in dem die Löslichkeit für SiO_2 relativ niedrig ist. Daher scheidet sich die beim Feldspatzerfall freiwerdende Kieselsäure in unmittelbarer Nachbarschaft wieder aus. Man beobachtet daher in Verbindung mit kaolinitischem Porenzement stets sekundäre Quarzausscheidung, meistens als Anwachssäume um detritische Quarzkörner mit gleicher Orientierung wie das detritische Korn. Sekundärer Quarz tritt auch in Form der beschriebenen, aus vielen Einzelindividuen zusammengesetzten Quarzaggregaten auf, die au-

thigen sein müssen, da sie stets an Porenräume gebunden sind. Vereinzelt wurden auch Chalcedon-Neubildungen beobachtet. Kaolinisierung von Feldspäten und sekundäre Quarzabscheidung sind also stets miteinander verbunden, was sich auch in dem hohen Anteil weitergewachsener Quarze in kaolinitisch zementierten Sanden zeigt (Tab. 1).

In überwiegend quarzitisch zementierten Sandsteinen hat sekundärer Quarz den früher gebildeten Kaolinit verdrängt. Man beobachtet, daß sekundärer Quarz meistens von der Mitte des vollständig mit Kaolinit gefüllten Porenraumes sich zu den Rändern hin ausbreitet. Da die Kaolinitaggregate porös sind, kann sich Quarz zwischen den blättchenförmigen Einzelkristallen abscheiden, so daß der Kaolinit zunächst von dem ausgeschiedenen Quarz eingeschlossen wird und die charakteristischen Kaolinitaggregate erhalten bleiben. In fortgeschritteneren Stadien der Quarzausscheidung verschwinden die Kaolinitaggregate. Sie müssen von Quarz verdrängt worden sein. Auch beim Vordringen quarzitischer Anwachssäume in kaolinitgefüllte Porenräume können eingeschlossene Kaolinitkristalle nur in unmittelbarer Nähe des Randes gefunden werden. Aus den strukturellen Beziehungen zwischen Kaolinit und sekundärem Quarz muß gefolgert werden, daß Kaolinit früher als Quarz gebildet wurde.

Die als Porenzement ausgeschiedene Kieselsäure stammt nicht allein aus dem Feldspatzerfall; auch durch Drucklösung wird Quarzsubstanz an Kornkontaktstellen gelöst und oft in unmittelbarer Nachbarschaft wieder abgeschieden. Die in quarzitisch zementierten Sandsteinen häufigen Drucksuturen sind Zeugen der Drucklösung (Abb. 19).

Die Glimmer haben während der Diagenese ihren Fe-Gehalt abgegeben. Dadurch entstanden die farblosen Glimmer mit kleinen Achsenwinkeln. Der herausgelöste Eisengehalt ist in den häufigen Eisenoxydhäutchen der klastischen Körner wiederzufinden. Die groben Sande haben meistens helle

Farben, weil ihr Glimmeranteil gering ist und somit sich wenig Eisenoxyd bilden konnte. Im Gegensatz zu den glim-

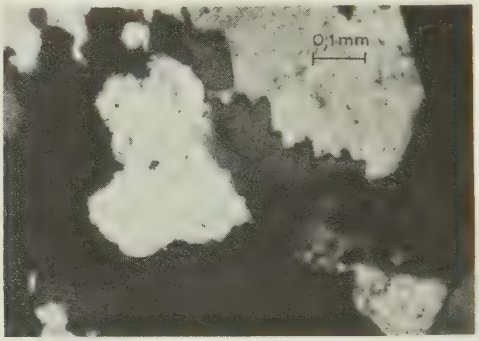

Abb. 19: Drucksuturen an Quarzkörnern Nic x

merreichen Feinsanden, deren intensive Rotfärbung durch den hohen, aus den Glimmern stammenden Eisenoxydgehalt bedingt ist.

2.) Diagenetische Veränderungen an den Hauptbestandteilen der Sande mit carbonatischem Bindemittel

Die Entwicklung von einer ersten Carbonatausscheidung im Porenraum bis zum carbonatisierten Gestein mit 50... 60 Gew-% Carbonat kann in allen Stadien in den Sandhorizonten des untersuchten Profils verfolgt werden. Zunächst wird der freie Porenraum durch Carbonat ausgefüllt. Bei weiterer Zufuhr carbonatischer Lösungen wird zunächst Orthoklas, dann verzwillingter Plagioklas und schließlich Quarz verdrängt.

Da in einigen Horizonten des Profils primäres Carbonat gefunden wurde, liegt es nahe, die Herkunft des sekundären carbonatischen Porenzementes von dem primären Carbonat abzuleiten. Ein Teil des sedimentären Carbonats wurde durch saure Porenwässer oder Druck gelöst und durch Kompaktionsströme fortgeführt. Vermutlich erfolgte die

Carbonatlösung gleichzeitig mit der Kaolinisierung der Feldspäte, denn beide Vorgänge erfordern einen niedrigen P_H-Wert. Die im allgemeinen aufwärtsgerichteten Kompaktionsströme, die den Transport des gelösten Carbonats übernahmen, wurden durch die Verdichtung der tonigen Sedimente unter dem Druck überlagernder Schichten hervorgerufen. Die beobachtete Erscheinung, daß in Sanden unterhalb überlagernder Tonschichten Carbonat ausgeschieden wird, die auch FOTHERGILL (1955) beschreibt, findet ihre Erklärung in der Undurchlässigkeit der Tone für Anionen. Die Ladungsverteilung an der Oberfläche der Tonteilchen setzt die Anionenbeweglichkeit in komprimierten Tonen für mäßig konzentrierte Elektrolytlösungen weitgehend herab (v. ENGELHARDT, 1960). Infolge dieser Filtration von Anionen werden auch die Kationen zurückgehalten, und es kommt beim Übertritt der Lösungen in das darüberliegende Tonpaket zu einer Anreicherung der gelösten Stoffe, die beim Überschreiten des Löslichkeitsproduktes ausfallen.

Hohe Gehalte an carbonatischem Porenzement treten nicht nur in der unmittelbaren Nähe von Sand/Ton-Schichtflächen, sondern häufig auch in der Mitte von Sandserien auf, also außerhalb des Bereiches einer möglichen Konzentrationserhöhung durch Ionenfiltration. Hier muß die $CaCO_3$-Ausscheidung durch P_H-Wert-Erhöhung ausgelöst worden sein. Es ist denkbar, daß die Verminderung des hydrostatischen Druckes im Stubensandstein durch die Abtragung des überlagernden Jura die Entlösung von CO_2 aus den Porenlösungen und dadurch eine P_H-Wert-Erhöhung mit Carbonatausscheidung verursachte. Daß Druckentlastung nicht der einzige Anlaß für die Carbonatausscheidung sein kann, beweist das Vorhandensein sekundären Carbonats in den Kernen der Bohrung Dingelsdorf, die keine Druckentlastung erfahren haben, wenn man von der Entlastung beim Schmelzen des diluvialen Eises absieht.

Die Vergrößerung der Alkalinität der gesättigten Lösung ist ferner möglich durch Entstehung von NH_3 aus stickstoffhaltiger, organischer Substanz bei fehlendem Sauerstoff. Ammoniak könnte in den grauen Sanden, die Kohlenschmitzen enthalten, entstanden sein. Die geringe Verbreitung dieser Sande macht es unwahrscheinlich, daß diese Schichten genügend Ammoniak für die ausgedehnte Carbonatausscheidung geliefert haben könnten.

In Sandsteinen mit hohem Gehalt an carbonatischem Porenzement sind Feldspat und Quarz von Carbonat verdrängt worden, wie aus der Beobachtung von Dünnschliffen hervorgeht und auch folgende Überlegung bestätigt: Unzementierte Sandsteine können bei guter Sortierung max. 35 Vol-% Porenraum enthalten. Wenn derselbe Sandstein an benachbarter Stelle mehr als 40 Gew-% Carbonat bei einer Porosität von beinahe Null enthält, muß detritisches Material verdrängt worden sein. In den Dünnschliffen der Sandsteine mit 50...60 Gew-% Carbonat scheinen die Quarzkörner in der calcitischen Matrix zu "schwimmen" (Abb. 20).

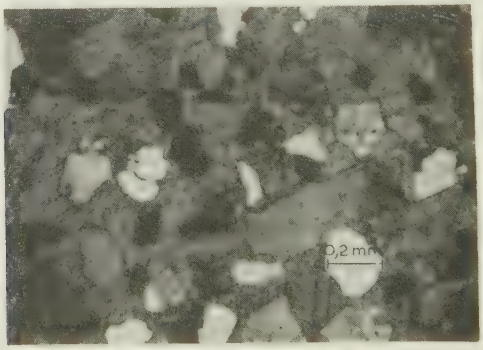

Abb. 20: Carbonatisierter Sandstein Nic x

Die Quarzkörner sind ausnahmslos korrodiert, zum Teil haben sie durch Korrosion erheblich an Substanz verloren. Die Umrisse der Körner sind von vielen Buchten und Vor-

sprüngen zerklüftet (Abb. 20a).

Abb. 20a: Verdrängung von Quarz durch Calcit (Quarz = dunkel, Calcit = hell) Nic x

Innerhalb der Matrix sind die Strukturen verdrängter Feldspäte zu erkennen. Die Matrix ist zu Calcitkristallen von 2...10 mm Größe umkristallisiert. Im Handstück sind diese großen Kristalle mit vielen eingeschlossenen Quarzkörnern an ihren Spaltflächen zu erkennen.

Die Verdrängung von Quarz und Feldspat durch Calcit ist in der Weise vorstellbar, daß Quarz und Feldspat gelöst und entfernt werden und das dadurch freiwerdende Volumen sofort von sich ausscheidendem Calcit ausgefüllt wird. Die Porenlösung muß also gleichzeitig an SiO_2 untersättigt und an $CaCO_3$ übersättigt sein. Nach CORRENS (1950) ist im alkalischen Bereich die Löslichkeit des SiO_2 hoch, die von $CaCO_3$ dagegen gering. Im saueren Bereich verhalten sich die Löslichkeiten umgekehrt. Die Verdrängung von Quarz durch Calcit wird also sicher alkalische Lösungen voraussetzen.

Zur Entstehung des Dolomits innerhalb des untersuchten Profils geben Beobachtungen an den vermutlich biogenen Carbonatstrukturen einige Hinweise. Die gut erhaltenen Carbonatknollen bestehen aus Calcit und solche mit undeutlichen, überprägten Strukturen aus Dolomit. Die dolomiti-

schen Knollen zeigen im Dünnschliff Anzeichen mehr oder minder fortgeschrittener Umkristallisation. Ausgehend von den Knollenrändern oder kleinen Rissen verdrängen makrokristalline Dolomitkristalle den feineren Calcit. Vom Bereich innerhalb der Struktur greift die Umkristallisation auf immer weitere Bezirke der Umgebung über. Dadurch können die Strukturen bis zur Unkenntlichkeit zerstört werden. Die idiomorphen Dolomitrhomboeder besitzen oft zonare Eisenoxydeinlagerungen.

Aus diesen Beobachtungen muß geschlossen werden, daß durch die Organismen zunächst Calcit ausgeschieden wurde, der später dolomitisierte. Das für die Dolomitisierung von Calcit benötigte Magnesium kann entweder im primären Calcit bereits enthalten gewesen oder in Porenlösungen zugeführt worden sein. Die von diagenetischen Veränderungen wenig beeinflußten Knollen bestehen aus Calcit, der weniger als 1 Gew-% $MgCO_3$ enthält. Der primäre Calcit kann sehr viel Mg-reicher gewesen sein und den hohen Mg-Gehalt durch Entmischung in Mg-freien Calcit und Dolomit abgegeben haben. Durch Vergleich des Mg-Gehaltes in den carbonatischen Schalen zwischen rezenten und karbonischen Brachiopoden, die unter gleichen Temperaturbedingungen lebten, konnte der Mg-Verlust der Kalkschalen durch diagenetische Entmischung in Calcit und Dolomit nachgewiesen werden (LOWENSTAM, 1961). Es ist zweifelhaft, ob das in den wenigen Horizonten gefundene primäre, vermutlich biogene Carbonat die gesamte Mg-Menge für die weit verbreitete Dolomitisierung enthalten haben kann. Wahrscheinlich ist ein wesentlicher Teil des benötigten Magnesiums in Porenlösungen zugeführt worden.

Der sowohl in kaolinitisch als auch in carbonatisch zementierten Horizonten auftretende Baryt ist wegen seiner idiomorphen Kristalle sicher diagenetisch gebildet worden. Die Verteilung des Baryts ist weder vom Carbonatgehalt noch von der Korngröße des Gesteins abhängig. In manchen Horizonten beträgt sein Anteil bis zu einigen Gew-% des

Gesamtmineralbestandes; in anderen Partien fehlt er.

3.) Diagenetische Veränderungen des Tonmineralanteils in Tonen und Sanden

Die Verteilung der Mengenanteile in den Sandsteinen in der Fraktion kleiner 2 µ hatte eine deutliche Abhängigkeit vom Carbonatgehalt ergeben (Abb. 7). In den carbonatfreien Sandsteinen enthält die Tonmineralfraktion in der Reihenfolge abnehmender Mengenanteile:

Kaolinit,
Muskovit-Illit,
Mineral mit Wechsellagerung (MmW)
Muskovit-Illit/Montmorillonit mit über 50 % Montmorillonit,
Sudoit

Mit steigendem Carbonatgehalt nehmen die Anteile von Kaolinit, MmW und Chlorit ab zugunsten des Muskovit-Illits. Die Tonmineralzusammensetzung der Tonlagen und der Carbonatknollen entspricht der der hochcarbonatischen Sande und zeigt keine nennenswerte Abhängigkeit vom Carbonatgehalt.

Der Tonmineralgehalt in den Tonlagen und Carbonatknollen gibt die Zusammensetzung des primär angelieferten Tones etwa an. Infolge der geringeren Mobilität der Porenlösungen in den Tonen und der konservierenden Wirkung des Carbonats ist der primäre Mineralbestand in den Tonen und Carbonatknollen erhalten geblieben. Demnach ist Muskovit-Illit das überwiegende detritische Tonmineral. Der daneben in den Tonlagen untergeordnet vorkommende Kaolinit kann mit angeliefert worden sein, oder sich aus Feldspat noch vor der Überlagerung durch jüngeres Material gebildet haben.

Alle übrigen in den Tonmineralfraktionen der Sandsteine

gefundenen Tonmineralien sind diagenetische Neubildungen. Die authigene Entstehung des Kaolinits in den Sandsteinen konnte an der Struktur seiner Kristallaggregate erkannt werden. Auf die sekundäre Bildung des mixed-layer-Minerals deutet der mit abnehmendem Carbonatgehalt steigende Anteil des Montmorillonits im Wechsellagerungsverband mit Muskovit/Illit. Die jüngste diagenetische Bildung in der Tonmineralfraktion dürfte der Sudoit sein, der nur in carbonatfreien Sanden in geringer Menge auftritt. Über die diagenetische Bildung von Chlorit wurde von ECKHARDT (1958) berichtet. In dem dominierenden Anteil des Muskovit-Illits ist der bei der Feldspatzersetzung anfallende Serizit enthalten.

4.) Zeitlich-räumliche Beziehungen zwischen den diagenetischen Prozessen

Die Kaolinisierung des Feldspats setzt unmittelbar nach der Ablagerung ein. Dieser Vorgang ist eng verbunden mit der Bildung sekundären Quarzes und führt bei ununterbrochener Zufuhr kieselsaurer Lösungen schließlich zur Bildung eines quarzitischen Sandsteins. Neben Kaolinit bilden sich weitere Tonmineralien wie Montmorillonit und Chlorit. Die bei der Kaolinisierung ablaufenden chemischen Prozesse erfordern saure Porenlösungen. Wird der P_H-Wert der Porenlösung erhöht, so setzt ein zweiter diagenetischer Vorgang ein:

Es scheidet sich gelöster Calciumcarbonat aus, verhindert durch Konservierung die weitere Tonmineralbildung und verdrängt schließlich Feldspat und Quarz unter Bildung eines Carbonatgesteins.

Da die beiden Vorgänge unterschiedliche Alkalinität der Porenlösungen voraussetzen, können sie nie gleichzeitig am selben Ort vor sich gehen. Wird also heute authigener Kaolinit und sekundärer carbonatischer Zement nebeneinander gefunden, so müssen diese Mineralien zu verschiede-

nen Zeiten gebildet worden sein. Das Ineinandergreifen von Kaolinisierung und Carbonatisierung soll das Schema der Abb. 21 veranschaulichen.

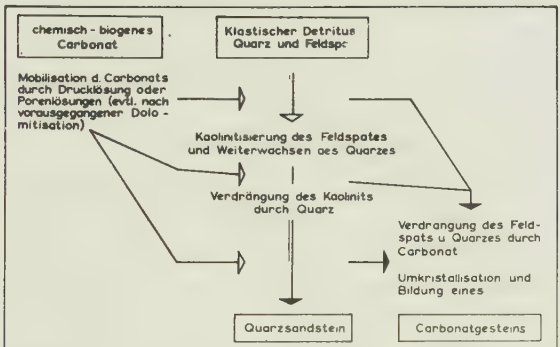

Abb. 21
Schema des im Stubensandstein beobachteten Diageneseablaufes

Die Kaolinisierung, mit der die Auflösung des Granats einhergeht, ist stets der frühere Vorgang. Durch die Steigerung der Alkalinität der Porenlösungen wird die Kaolinisierung abgebrochen und Carbonat ausgeschieden. Die konservierende Wirkung des Carbonats unterbindet die weitere Auflösung des Granats.

Die unterschiedlichen Granatgehalte carbonatischer Sande zeigen, daß das Carbonat in verschiedenen Sanden zu verschiedenen Zeiten ausgeschieden wurde. Die frühzeitig mit Carbonat zementierten Sandsteine enthalten mehr Granat, als später zementierte.

Eine Regelmäßigkeit der Ausscheidungsfolge - etwa von unten nach oben im Profil fortschreitend - ist nicht erkennbar. Es kann in einem Horizont Kaolinitbildung erfolgen, während in einem darüberliegenden bereits Carbonat ausgeschieden wird. Die eingeschalteten Tone trennen offenbar die Vorgänge in den einzelnen Horizonten. Auch Wiederauflösung diagenetisch ausgeschiedenen Carbonats ist möglich.

Der späteste der beobachteten diagenetischen Vorgänge ist die Barytbildung, die weder von der Kaolinisierung noch von der Carbonatausscheidung beeinflußt zu werden scheint.

ZUSAMMENFASSUNG

Die auffällige vertikale und horizontale Unbeständigkeit der Sande und Tone des Stubensandsteins hat ihre Ursache in räumlich und zeitlich stark wechselnden Ablagerungsbedingungen. Die Sedimentation hat bei sehr unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten stattgefunden, Bedingungen wie sie im Bereich von Flüssen mit häufig wechselndem Strömungsverlauf auftreten. Die teilweise kreuzgeschichteten grobkörnigen Sande wurden in den turbulenten Schuttrinnen der Flußläufe abgelagert, die Tone in den Bereichen stehenden Wassers. Der hohe Feldspatgehalt, der geringe Rundungsgrad und die lockere Schüttung deuten auf kurzen, raschen Transport, der auf großen Niederschlagsreichtum im Abtragungsgebiet oder großen Reliefunterschied zurückgeführt werden kann. Trockenrisse in Septarien und die Tongeröllagen zeugen von zeitweiligem Trockenfallen und von Wiederüberflutung, also eines wechselnden Verlaufes des Flußbettes. An der roten Färbung der Feinsande und Tone zeigt sich das hohe Oxydationspotential des gut durchlüfteten, flachen Wassers. In Gebieten ohne Wasserbewegung kam es zur Bildung von Kohle, deren aufgearbeitete Reste in einigen Horizonten zu finden sind. In einförmigen Binnenseen kam es - wahrscheinlich unter Mitwirkung von Organismen - zu Carbonatausfällungen sowie zur Bildung von Evaporiten wie Gips. All diese Merkmale deuten auf terrestrische Sedimentation im Bereich großer Flüsse, die das Erosionsmaterial eines nahegelegenen Abtragungsgebietes anlieferten.

Nach der Sedimentation beginnt in den abgelagerten Arkosen die Auflösung des Feldspats durch saure Porenlösungen. Dabei wird der Porenraum mit Kaolinit und sekundärem Quarz ausgefüllt. Die Kaolinisierung führt in einigen Horizonten schließlich zum völligen Abbau des gesamten Feldspatgehaltes. Durch Verdrängung des Kaolinits durch sekundären Quarzzement entsteht ein quarzitischer Sandstein.

Neben dem vornehmlich aus Muskovit-Illit bestehenden detritischen Tonmineralanteil der Sande bildet sich ein Mineral in Wechsellagerung zwischen Muskovit-Illit und Montmorillonit. Später tritt auch Chlorit (Sudoit) hinzu.

Diese Prozesse können in allen Stadien unterbrochen werden durch eine Änderung des Chemismus der Porenlösung, mit der eine Erhöhung ihrer Alkalinität verbunden ist. Dadurch kommt es zur Ausscheidung von Carbonat und zur Konservierung des bis dahin erreichten Stadiums der Kaolinisierung. Da die Carbonatausscheidung in den einzelnen Horizonten zu verschiedenen Zeiten erfolgte, sind heute die unterschiedlichen Stadien der Kaolinisierung zu beobachten. Das ausgeschiedene Carbonat verdrängt den restlichen Feldspat und später auch Quarz. Damit ruft das sekundäre Carbonat den neben der Kaolinisierung zweiten diagenetischen Mineralumwandlungsprozess hervor, der schließlich zur Bildung von carbonatisierten Sanden führt.

Die vorliegenden Untersuchungen haben am Beispiel des Stubensandsteins gezeigt, daß der primäre Mineralbestand eines Sedimentes und dessen Gefüge weitgehende diagenetische Veränderungen erfahren haben kann. Bei Rückschlüssen von den heute beobachteten Merkmalen auf die primären Verhältnisse sollten diese Veränderungen berücksichtigt werden.

Herrn Professor Dr. W. von ENGELHARDT, meinem verehrten Lehrer, danke ich für die Überlassung des Themas und für sein stets förderndes Interesse an der Arbeit. Herrn Dozent Dr. G. MÜLLER bin ich für viele Ratschläge und Hinweise zu Dank verpflichtet. Den Herren Dr. FÜCHTBAUER und Dr. DRONG sei gedankt für die Unterstützung, die sie der Arbeit zuteil werden ließen. Für die Überlassung von

Bohrkernmaterial gebührt Herrn Oberregierungsbaurat MEISSNER vom Regierungspräsidium in Stuttgart besonderer Dank. Herrn Direktor Dr. ROLL, Gewerkschaft Elwerath, Hannover, möchte ich für die Erlaubnis zur Entnahme von Proben aus der Bohrung Dingelsdorf 1 danken. Schließlich sei Herrn Dr. HUF, Preußische Bergwerks- und Hütten AG., für das Untersuchungsmaterial aus der Bohrung Albershausen 1 gedankt.

Literatur

ARCHIE, G.E.:
Introduction to Petrophysics of Reservoir Rocks
Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol., 34, 943
(1950)

BRINDLEY, G.W.: In
The X-Ray Indentification and Crystal Structures of Clay Minerals, edited by G. BROWN
London 1961

CARLÉ, W. und LINCK, O.:
Die Strombergmulde im nordwestlichen Württemberg
N.Jb.Min.etc.Abhdlgn. 90 B, 427 - 478
(1949)

CAROZZI, A.V.:
Microscopic Sedimentary Petrography
New York 1960

CORRENS, C.W.:
Zur Geochemie der Diagenese
Geochim.e.Cosmochim.acta, 1,
(1950)

ECKHARDT, F.J.
Über Chlorite in Sedimenten
Geol.Jb.Hannover, 75, 437
(1958)

EICHLER, J. und HILLER, J.-E.:
Schwermineraluntersuchungen an einem Stubensandsteinprofil bei Stuttgart
Jh.Ver.vaterl.Naturkd.Wttbg., 114, 43 - 71
(1959)

v. ENGELHARDT, W.:
Der Porenraum der Sedimente
Heidelberg 1960

v. ENGELHARDT, W., MÜLLER, G., KROMER, H.:
Dioktaedrischer Chlorit ("Sudoit") in Sedimenten des mittleren Keupers von Plochingen (Württ.)
Die Naturwissenschaften 49, 9, 205
(1962)

FOTHERGILL, C.A.:
The Cementation of Oil Reservoir Sands and its Origin
Proceedgs. 4th World Petr.Congr.Sect. I
Roma 1955

FÜCHTBAUER, H.:
Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine
Erdöl & Kohle, 12, 605 - 613
(1959)

FÜCHTBAUER, H.:
Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten
Öl & Kohle, 14, 169 - 173
(1961)

LANG, R.:
Das Vindelizische Land zur mittleren Keuperzeit
Jh.Ver.vaterl.Naturkd.Wttbg., 67, 218 - 259
(1911)

LOWENSTAM, H.A.:
Mineralogy, O_{18}/O_{16} Ratios, and Strontium and Magnesium Contents of recent and fossil Brachiopods and their Bearing on the History of the Oceans
Jour.Geology, 69, 3, 241
(1961)

RUCHIN, L.B.:
Grundzüge der Lithologie
Berlin 1958

SCHMIDT, M.:
Die Lebewelt unserer Trias
Öhringen 1928

TRASK, D.D.:
Origin and Environment of source Sediments of Petroleum
Houston 1932

VALETON, J.:
Petrographie des Süddeutschen Hauptbuntsandsteins
Heidelb. Beitr. Min. u. Petr., 3, 335 - 379
(1953)

VOLLRATH, P.:
Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland
Neues Jb. Min. Beil.-Bd. 60B
(1928)

WEAVER, Ch.E.:
Mixed-layer-Clays in Sedimentary Rocks
Amer.Min., 41, 202 - 221
(1956)

WIRTH, E.:
Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Buttenhausen 1, Schwäbische Alb
Jh. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. NF 40, 107 - 128 (1958)

WIRTH, E.:
Die Schichtenfolge der Aufschlußbohrung Upflamör 1, Schwäbische Alb
Jh. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. NF 42, 129 - 160 (1960)

Tiefe der Probe m.unt.Tage	Carbonat-Gehalt Gew-%	Median-durchm. mm	Weitergewachsene Quarzkörner in % des Quarzanteils
Sande mit überwiegend kaolinitischem Bindemittel			
10,50	13	0,08	33
15,50	10	0,25	60
31,00	8	0,13	25
33,00	13	0,35	31
45,10	3	0,23	30
45,50	0	0,25	61
48,10	5	0,18	29
51,10	12	0,35	2
61,10	13	0,17	26
62,20	2	0,21	0
Sande mit überwiegend quarzitischem Bindemittel			
12,50	3	0,08	91
54,10	9	0,40	63
56,90	0	0,23	64
72,30	8	0,27	75
74,20	3	0,63	93
74,30	1	0,63	100
79,30	4	0,35	63
Sande mit carbonatischem Bindemittel			
23,10	31	0,15	4
39,50	30	0,06	0
40,50	31	0,35	2
72,00	41	0,19	0
72,90	50	0,25	0
78,00	33	0,14	0

Tabelle 1 - Anteil weitergewachsener Quarzkörner

Tiefe der Probe mit u.Tage	Carbonat-Gehalt Gew-%	Quarz- Feldspat- Baryt-Anteile in Korn-% in den Fraktionen 0,02...0,05 mm Qz	Plag	Kfsp	Bar	0,09...0,15 mm Qz	Plag	Kfsp	Bar	Qz	Plag	Kfsp	Bar
Sande mit überwiegend kaolinitischem Bindemittel													
10,50	13					73	27		-				
15,50	10					60	37		3				
31,00	8					65	35		-				
33,00	13					39	61		-				
33,50	13	24	58	15	3	76	8	16	-	88	11	-	1
45,10	3	60	39	1	1	38	61	1	-	95	5	-	-
45,50	0	21	47	31	1	54	32	8	6	92	5	2	1
48,10	5					66	34		-				
51,10	12					44	56		-				
61,10	13					65	33		2				
62,20	2	94	6	-	-	88	12	-	-	78	19	3	-
63,20	19					47	50		3				
72,20	13					49	51		-				
74,40	2	29	50	19	2	66	18	12	4	72	13	13	2
75,60	16	52	48	-	-	69	30	1	-	78	12	10	-
Sande mit überwiegend quarzitischem Bindemittel													
12,50	3	14	55	20	11	50	38	4	8	86	10	-	4
54,10	9					41	59		-				
72,30	8	30	50	20	-	49	41	10	-	74	23	3	-
74,30	1	59	31	10	-	79	20	-	1	89	11	-	-
79,30	4					51	48		1				
Sande mit überwiegend carbonatischem Bindemittel													
12,60	24					69	31		-				
23,00	30	44	31	25	-	68	13	19	-	85	15	-	-
23,10	31					55	45		-				
39,50	30					95	5		-				
40,50	31	80	20	-	-	76	8	16	-	73	15	12	-
61,00	34	76	22	-	2	74	20	3	3	81	12	6	1
72,00	41	40	47	13	-	70	16	14	-	76	20	4	-
72,90	50	89	8	-	3	75	14	-	11	80	16	-	4
78,00	33					52	48		-				

Qz = Quarz
Plag = Plagioklas
Kfsp = Kalifeldspat
Bar = Baryt

Tabelle 2 - Quarz/Feldspatverteilung in Sanden

Tiefe der Probe mit u.Tage	Carbonat-Gehalt	Anteil in Korn-%					
	Gew-%	Zirkon	Turmalin	Rutil	Anatas	Apatit	Granat
12,50	3,4	16	32	11	-	41	-
23,00	29,5	7	4	1	4	18	66
33,50	2,8	11	24	8	12	45	-
40,50	30,6	46	2	4	2	7	39
45,50	1,3	54	10	7	8	21	-
61,00	33,9	24	11	12	4	48	1
62,20	2,0	28	10	5	1	47	9
72,00	40,6	20	12	9	5	28	26
72,30	7,8	26	13	3	1	57	-
72,90	50,0	50	26	7	-	16	21
74,30	1,0	28	12	9	5	46	-
74,40	2,0	20	2	6	2	70	-
75,60	16,1	21	30	6	7	17	19

Tabelle 3 - Schwermineralanalysen

Tiefe der Probe m.unt.Tage		Median-durchm. MD mm	Sortierung $\sqrt{Q_3/Q_1}$	Schiefe $Q_1 Q_3 / M_D^2$
Sande mit überwiegend kaolinitischem Bindemittel				
10,50	o	0,08	1,7	0,52
15,50	o	0,25	2,0	0,52
31,00	o	0,13	1,6	0,60
33,00	o	0,35	2,0	0,57
45,10	o	0,23	2,0	0,50
45,50	o	0,25	2,1	0,54
48,10	o	0,18	2,6	0,42
51,10	o	0,35	1,3	0,59
61,10	o	0,17	1,6	0,71
62,20	o	0,21	2,3	0,61
74,30	+	0,21	2,3	0,43
76,10	+	0,17	2,6	0,37
81,90	+	0,35	2,1	0,53
82,50	+	0,11	2,1	0,56
96,70	+	0,11	1,9	0,46
107,70	+	0,28	2,1	0,46
109,30	+	0,06	2,7	0,55
Sande mit überwiegend quarzitischem Bindemittel				
12,50	o	0,08	2,3	0,51
54,10	o	0,40	2,0	0,75
56,90	o	0,23	2,7	0,38
72,30	o	0,27	2,1	0,48
74,20	o	0,63	1,8	0,66
74,30	o	0,63	1,8	0,71
79,30	o	0,35	1,4	0,96
75,30	+	0,27	2,1	0,49
77,70	+	0,28	2,1	0,45
97,50	+	0,38	1,6	0,77
98,50	+	0,40	1,7	0,75
Sande mit carbonatischem Bindemittel				
23,10	o	0,15	3,0	0,48
39,50	o	0,06	2,1	0,50
40,50	o	0,25	1,8	0,62
72,00	o	0,19	2,4	0,59
72,90	o	0,25	1,4	0,95
78,00	o	0,14	2,0	0,56
78,50	+	0,05	4,0	0,23
85,10	+	0,27	4,4	0,23
85,70	+	0,17	4,9	0,19
87,50	+	0,06	6,3	0,64
111,50	+	0,19	2,0	0,55
112,50	+	0,35	2,0	0,53
113,70	+	0,05	3,5	0,40

o = Bohrung 8 + = Bohrung 7

Tabelle 4 - Ergebnisse der Korngrößenanalysen aus Sandsteinen

Lebenslauf

Am 16. Juli 1929 wurde ich als Sohn des damaligen Landstallmeisters Dr. Martin Heling und seiner Ehefrau Anni, geb. Gramsch in Braunsberg in Ostpreußen geboren.

Nach vierjähriger Grundschulzeit wurde ich in die Staatliche Oberschule für Jungen in Insterburg/Ostpr. aufgenommen. Meine Schulausbildung wurde im Januar 1944 durch Osteinsatz und Räumung Ostpreußens unterbrochen. Ab November 1945 besuchte ich die Herman-Billung-Schule in Celle, von der ich 1948 das Reifezeugnis erhielt.

Anschließend war ich anderthalb Jahre als Bergbaubeflissener des Oberbergamtes Clausthal auf verschiedenen Bergwerksbetrieben in Niedersachsen, Westfalen und England praktisch tätig.

Zum Wintersemester 1949/50 erhielt ich die Zulassung zum Studium des Bergbaus an der Bergakademie Clausthal. Nach der Diplomvorprüfung 1951 studierte ich für 2 Semester an der Montanistischen Hochschule in Leoben/Steiermark und legte im Mai 1954 die Diplomprüfung wieder an der Bergakademie Clausthal ab.

Am 1.7.1954 trat ich in die Dienste der Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover, und wurde nach einjähriger, firmeninterner Ausbildung in der Abteilung für die Planung der Ausbeute von Erdöllagerstätten eingesetzt.

Zum Sommersemester 1960 ließ ich mich an der Universität Tübingen immatrikulieren, um meine Ausbildung durch das Studium der Mineralogie zu erweitern.

Meine akademischen Lehrer waren:

An der Bergakademie Clausthal:

Prof. Dr. H. BECKER (Erdölgewinnung),
Prof. Dr. H. BORCHERT (Mineralogie),
Prof. Dr. F. DAHLGRÜN (Geologie),
Prof. Dr. H. LINHARDT (Chemie),
Prof. Dr. H. MAYER (Physik).

An der Montanistischen Hochschule Leoben:

Prof. Dr. O. FRIEDRICH (Mineralogie),
Prof. Dr. W.E. PETRASCHEK (Geologie),
Prof. G. PRIKEL (Erdölgewinnung).

An der Universität Tübingen:

Prof. Dr. W. von ENGELHARDT (Mineralogie),
Prof. Dr. G. MÖLLENSTEDT (Physik),
Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG (Geologie).

Gesamtherstellung: Paul Jllg, Photo-Offsetdruck, Stuttgart, Olgastraße 66